ა. შენგელია, გ. მანაგაძე, ჯ. ჩიტოვანი,
გ. ჯავი, ვ. ტიჭინაძე, ი. საყვარელიძე

საიმედო გეოლოგიის კურსი

ცხინვალი

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემია

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი

გ. შენგელაია, გ. მანაგაძე, ჯ. ჩიქოვანი, გ. ჯაში,
ვ. ჭიჭინაძე, ე. საყვარელიძე

ქართულ ენაზე პირველად შედგენილ
ამ სახელმძღვანელოს ავტორები უძღვნიან
Alma mater-ის—თბილისის სახელმწიფო
უნივერსიტეტის დაარსების 75 წლისთავს

საკიბო გეოფიზიკის კურსი

საქართველოს რესპუბლიკის განათლების სამინისტროს
მიერ დამტკიცებულია სახელმძღვანელოდ უმაღლესი
სასწავლებლების სტუდენტებისათვის

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1994

26.2
550.3
შ 482

წიგნში განხილულია დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლისა და სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა აგეგმვის, ძებნისა და ძიების გეოფიზიკური მეთოდები. მოცემულია საძიებო გეოფიზიკური მეთოდების კლასიფიკაცია ფიზიკური ველებისა და დასმული გეოლოგიური ამოცანების მიხედვით. მნიშვნელოვანი ყურადღება ეთმობა გეოფიზიკური მონაცემების გეოლოგიური ბუნების დადგენას. თითოეული მეთოდის აღწერის დროს განხილულია ქანების ის ფიზიკური პარამეტრები, რომლებსაც ემყარება საძიებო გეოფიზიკის მოცემული მეთოდი. მოკლედ გადმოცემულია თეორიული საფუძვლები, აპარატურა-მოწყობილობების მუშაობის პრინციპები, საველე სამუშაოთა ჩატარების მეთოდიკა, მონაცემების დამუშავებისა და მათი გეოლოგიური ინტერპრეტაციის საკითხები.

სახელმძღვანელო განკუთვნილია ძირითადად ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტისა და საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის გეოლოგიური სპეციალობების სტუდენტებისათვის. სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიების გეოფიზიკური მეთოდების სპეციალობის სტუდენტებს იგი ამ დისციპლინის მოკლე კურსად გამოადგება. ვფიქრობთ, რომ ეს წიგნი გარკვეულ სარგებლობას მოუტანს აგრეთვე სამეცნიერო და საწარმოო დაწესებულებების საძიებო გეოფიზიკური მეთოდებით დაინტერესებულ პერსონალს.

რედაქტორები: საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის
აკადემიკოსი ბ. ბალავაძე,
საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის
წ/კორესპონდენტი გ. შენგელაია

რეცენზენტები: ფიზ.-მათ. მეცნ. დოქტორი
კ. ქართველიშვილი,
ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ., დოცენტი
ო. ლურსმანაშვილი

შ 18040500—00 / M—(607) 06—93 9—93

© გამომცემლობა „მეცნიერება“, 1994

ISBN 5-520—01515—5

შესავალი

საძიებო გეოფიზიკა, ან როგორც მას ხშირად უწოდებენ, ძებნა-ძიების გეოფიზიკური მეთოდები გეოფიზიკის ის ნაწილია, რომელიც მიმართულია დედამიწის ქერქის აგებულების შესასწავლად და ერთ-ერთი ძირითადი მეთოდია სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიებისათვის.

საძიებო გეოფიზიკის კურსი უმაღლესი სასწავლებლების რამდენიმე სპეციალობის სტუდენტებს ეკითხება, მაგრამ ამ საგანში ქართულ ენაზე ერთიანი სახელმძღვანელო დღემდე არ არსებობდა. გეოფიზიკის ცალკეული დარგების სახელმძღვანელოები თავის დროზე მცირე ტირაჟით იქნა გამოცემული, რამაც ქართველი სტუდენტები, ამ მხრივ, მძიმე პირობებში ჩააყენა. ამ მდგომარეობამ გაგვაბედვინა შეგვედგინა წინამდებარე კურსი.

საძიებო გეოფიზიკის მეთოდები ემყარება ფიზიკა-მათემატიკურ მეცნიერებათა საფუძვლებს, გამოყენებული აპარატურა — ტექნიკის თანამედროვე მიღწევებს, ხოლო მისი კვლევის ობიექტი იგივეა, რაც გეოლოგიური მეცნიერებებისა.

თავისი მიზნებისათვის ძიების გეოფიზიკური მეთოდები დედამიწის სხვადასხვა ბუნებრივ და ხელოვნურად შექმნილ ფიზიკურ ველს იყენებს. ყოველი ველის გამოყენება ძიებაში თავისთავად მის შესაბამის მეთოდსაც განსაზღვრავს, ამიტომ ძიების რამდენიმე გეოფიზიკურ მეთოდს გამოყოფენ.

დედამიწის ბუნებრივ ფიზიკურ ველებს მიეკუთვნება გრავიტაციული (მიზიდულობის), მაგნიტური, ელექტრული, სეისმური, რადიოაქტიური და გეოთერმული ველები. ამასთანავე, ზოგიერთი მათგანი მიიღება ხელოვნურადაც. მაგალითად, დედამიწაში ელექტროდენის გაშვების გზით შეიქმნება ელექტრული ველი, ხელოვნური აფეთქების ან დარტყმების შედეგად — სეისმური და ა. შ. ამრიგად შექმნილ ფიზიკურ ველებს ხელოვნურ ან აქტიურ ველებს უწოდებენ.

ყოველი ფიზიკური ველი განისაზღვრება შესაბამისი მახასიათებლებით, ასე, მაგალითად, გრავიტაციული ველი — სიმძიმის ძალის პოტენციალითა და მისი წარმოებულებით, მაგნიტური — მაგნიტური ინდუქციის ვექტორითა და მისი მდგენელებით, ელექტრომაგნიტური — მაგნიტური ვექტორებისა და ელექტრული ველის კომპონენტებით, სეისმური — მოცულობითი და ზედაპირული დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარით, რადიოაქტიური — რადიოაქტიური გამოსხივებითა და მისი განაწილებით, გეოთერმული — დედამიწაში ტემპერატურების განაწილებითა და სითბური ნაკადით.

ძიების გეოფიზიკური მეთოდების გამოყენების პრინციპული შესაძლებლობა განისაზღვრება იმით, რომ ამ ველების განაწილება დედამიწის ზედაპირზე დამოკიდებულია დედამიწის როგორც საერთო აგებულებაზე, ასევე მისი შემადგენელი ქანების ფიზიკურ თვისებებსა და, რაც მთავარია, მათი განაწილების არაერთგვაროვნებაზე. მაგალითად, დედამიწის გრავიტაციული ველი დამოკიდებულია ქანების სიმკვრივეზე, მაგნიტური ველი — მაგნიტურ შემთვისებლობაზე, ელექტრული ველი — ელექტროგამტარობაზე, სეისმური ტალღების გავრცელების სიჩქარე — იუნგის მოდულსა და პუასონის კოეფიციენტზე, რადიოაქტიური ველი — რადიოაქტიურ გამოსხივებაზე, ხოლო გეოთერმული ველი — თბოგამტარობასა და თბოტევადობაზე.

ამრიგად, ქანებისა და შესაბამისად მათი ფიზიკური თვისებების არაერთგვაროვნება განაპირობებს დედამიწის ფიზიკური ველების ანომალიებს — გეოფიზიკურ ანომალიებს, რომელთა მიხედვით შესაძლებელია საკვლევი რეგიონის გეოლოგიური აგებულების დადგენა.

ძიების გეოფიზიკური მეთოდები (ისევე როგორც საერთოდ გეოფიზიკა) სხვადასხვა მეცნიერების მიჯნაზე იმყოფება. რადგანაც დედამიწის ქერქი სხვა მეცნიერებების შესწავლის საგანსაც წარმოადგენს (გეოლოგია, გეოქიმია, გეოგრაფია), ამიტომ ძიების გეოფიზიკური მეთოდები ამ მეცნიერებების კვლევის შედეგებს იყენებს და ამავე დროს ყველა შესაძლებელ გეოფიზიკურ ინფორმაციას აწვდის მათ. გეოლოგიის ისეთი გამოყენებითი დარგებისათვის კი, როგორიცაა ნავთობის, გაზისა და სხვა წიაღისეულის ძიება, საინჟინრო გეოლოგია, ჰიდროგეოლოგია და ა. შ., ძიების გეოფიზიკური მეთოდები კვლევის მეტად ეკონომიური და ერთ-ერთი ძირითადი დარგია. ამდენად საძიებო გეოფიზიკა დამოუკიდებელ გამოყენებით მეცნიერულ დისციპლინად ითვლება.

დედამიწის ფიზიკური ველების სახეობის მიხედვით არჩევენ საძიებო გრავიმეტრიულ, მაგნიტურ, ელექტრულ, სეისმურ, რადიოაქტიურ (ბირთვულ) და გეოთერმულ მეთოდებს.

საძიებო გეოფიზიკური მეთოდები გეოლოგიური ამოცანების მიხედვით შეიძლება დაიყოს სიღრმულ, სტრუქტურულ, ნავთობის, მადნეულ, საინჟინრო-ჰიდროგეოლოგიურ და სხვა ძიების მეთოდებად.

სამუშაოების ჩატარების ადგილის მიხედვით გეოფიზიკურ მეთოდებს ყოფენ დისტანციურ (აეროკოსმოსური), სახმელეთო (საველე), აკვალურ (ოკეანე, ზღვები, ტბები, წყალსაცავები, მდინარეები), მიწისქვეშა (შახტები, მაღაროები) და ჭაბურღილების გეოფიზიკური კვლევის ანუ კაროტაჟულ მეთოდებად. კაროტაჟული მეთოდები, ე. წ. სარეწაო გეოფიზიკის სახით ცალკე დისციპლინად არის გამოყოფილი და ამიტომ იგი წინამდებარე სახელმძღვანელოში შეტანილი არ არის.

ამრიგად „საძიებო გეოფიზიკის“ სახელწოდების ქვეშ ჩვენ გავაერთიანეთ ზემოთ ჩამოთვლილი მეთოდები, „სარეწაო გეოფიზიკის“ მეთოდების გარეშე, რაც უფრო სწორად მიგვაჩნია, ვიდრე მათი „საველე გეოფიზიკის“ სახელწოდებით გაერთიანება, რომელსაც ზოგიერთი სახელმძღვანელოს ავტორები გვთავაზობენ.

საძიებო გეოფიზიკის კურსი ერთ-ერთი ძირითადი საგანია გეოლოგიური დარგის ყველა სპეციალობის სტუდენტებისათვის. წინამდებარე სახელმძღვანელო მომზადებულია სასწავლო პროგრამების მიხედვით, რომელსაც საფუძვლად უდევს თბილისის ივ. ჯავახიშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოლოგიური და სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიების გეოფიზიკური მეთოდებისა და საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის გეოლოგიური ხუთი სპეციალობის სტუდენტებისათვის წაკითხული ლექციების კურსი. კურსის შედგენისას გამოყენებულია აგრეთვე არსებული შრომები და სახელმძღვანელოები, რომელთა სია წიგნს თან ერთვის.

წარმოდგენილი სახელმძღვანელო შედგება 6 ნაწილისაგან. პირველი ნაწილი — ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი დაწერეს გეოლ.-მინერალ. მეცნ. დოქტ., პროფ. გ. შენგელაიამ და ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ., დოც. გ. მანაგაძემ, მეორე — ძიების მაგნიტური მეთოდი — ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ. ჯ. ჩიქოვანმა, მესამე — ძიების ელექტრული მეთოდი — გეოლ.-მინერალ. მეცნ. კანდ. გ. ჯაშმა, მეოთხე — ძიების სეისმური მეთოდი — ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ. ვ. ჭიჭინაძემ, მეხუთე და მეექვსე ნაწილები — ძიების ბირთვული მეთოდი და ძიე-

ბის გეოთერმული მეთოდი — ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ., დოც. ე. საყვარელიძემ.

წინამდებარე წიგნი პირველი ცდაა ქართულ ენაზე საძიებო გეოფიზიკის (საველე გეოფიზიკის) სრული სახელმძღვანელოს შედგენისა და ამდენად, დაზღვეული არ იქნება ზოგიერთი ხარვეზისაგან. ბუნებრივია, რომ ამ ტიპის სახელმძღვანელოში ყველა ნაწილი ერთნაირი სისრულით ვერ იქნა გაშუქებული. ამის საშუალება წიგნის მოცულობამ არ მოგვცა. ავტორები მადლობის გრძნობით მიიღებენ ყოველ საქმიან შენიშვნას და წინადადებას, რომელთაც გაითვალისწინებენ შემდგომ მუშაობაში.

ავტორები დიდად დავალებულნი არიან ამ წიგნის რედაქტორის აკად. ბ. ბალავაძის და რეცენზენტების მეცნ. დოქტ. კ. ქართველიშვილისა და მეცნ. კანდ. დოც. ო. ლურსმანაშვილის კრიტიკული და საქმიანი შენიშვნებით, რომელთა გათვალისწინებამ გააუმჯობესა წიგნის შინაარსი.

გულითად მადლობას ვუხდით ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის, სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიების გეოფიზიკური მეთოდების კათედრის თანამშრომლებს სახელმძღვანელოს მომზადებისას გამოჩენილი ყურადღებისათვის, საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის სამთო-გეოლოგიური ინსტიტუტის ნავთობისა და გაზის საბადოების გეოლოგიის კათედრის წევრებს და ინსტიტუტის იმ კოლექტივს, რომელთა დახმარების გარეშე ამ წიგნის შექმნა გაძნელდებოდა.

განსაკუთრებული მადლიერების გრძნობით აღვნიშნავთ დეპარტამენტ „საქნავთობის“ თავმჯდომარის, პროფ. რ. თევზაძის თანადგომას, რამაც დიდად შეუწყო ხელი ამ სახელმძღვანელოს გამოცემას.

პირველი ნაწილი

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი ემყარება დედამიწის ზედაპირზე სიმძიმის ძალის (გრავიტაციული ველის) განაწილების შესწავლას. გრავიტაციული ველი განპირობებულია, ერთი მხრივ, დედამიწის ფორმით (ნორმალური ველი) და, მეორე მხრივ, დედამიწის წიაღის შემადგენელი ქანების სიმკვრივის არათანაბარი განაწილებით (ანომალიური ველი). დედამიწაზე სიმძიმის ძალის განაწილების ხასიათის განმსაზღვრელი ეს ორი ძირითადი ფაქტორი დაედო საფუძვლად გრავიმეტრიას და კერძოდ, ძიების გრავიმეტრიულ მეთოდს.

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის მეშვეობით სხვადასხვა გეოლოგიური ამოცანის გადაწყვეტა ხარისხობრივ ხასიათს ატარებს, თუმცა, ხშირ შემთხვევაში შესაძლებელია ოდენობითი მახასიათებლების მიღება იმ გეოლოგიური ობიექტების ჩაწოლის სიღრმის, სიმკვრივისა და ზომების შესახებ, რომლებიც სიმძიმის ძალის ანომალიებს ქმნიან.

დასმული ამოცანის ხასიათის მიხედვით ამ მეთოდით ჩატარებული ძიების ჩაწვდომის სიღრმე შეიძლება რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრიდან (არქეოლოგიური ძეგლების ძიება) რამდენიმე ათეულ კილომეტრამდე (დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის აგებულების შესწავლა) იცვლებოდეს.

თავი I

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის თეორიის ელემენტები

§ 1. მიზიდულობის ძალა და მისი პოტენციალი

ნიუტონის მიზიდულობის კანონის თანახმად, ერთმანეთისაგან r მანძილით დაშორებული M და m წერტილოვანი მასები ერთმანეთს იზიდავს F ძალით

$$F = f\frac{Mm}{r^2}, \qquad (I.1)$$

სადაც f გრავიტაციული მუდმივაა, რომელიც ერთეულთა *SI* სისტემაში — $6{,}674\cdot10^{-11}$ მ³/კგ. წმ²-ის, ხოლო *CGS* სისტემაში — $6{,}674\cdot10^{-8}$ სმ³/გ. წმ²-ის ტოლია*.

თუ (I. 1) ფორმულაში დავუშვებთ, რომ M დედამიწის მასაა, ხოლო m ერთეულოვანი მასა, ე. ი. $m=1$, მაშინ საქმე გვექნება დედამიწის მიზიდულობის ველის დაძაბულობასთან

$$g = -\frac{F}{m} = -f\frac{M}{r^2}, \qquad (I.2)$$

რაც რიცხობრივად უდრის იმ აჩქარებას, რომელსაც დედამიწის მიზიდულობის ძალა ერთეულოვან მასას მიანიჭებს.

M მასით გამოწვეული მიზიდულობის ძალა და აჩქარება, რომელიც ერთეულოვანი მასის მქონე სხეულზე მოქმედებისას იჩენს თავს, რიცხობრივად ერთმანეთის ტოლია. მიზიდულობის ძალის განზომილებად მიღებულია LMT^{-2}, ხოლო აჩქარებისა — LT^{-2}.

მიზიდულობის ძალა ვექტორული სიდიდეა და მიმართულია მისაზიდი m მასიდან მიმზიდველი M მასისაკენ. სივრცეს, რომელშიც თავს იჩენს მიზიდულობის ძალების მოქმედება, მ ი ზ ი დ უ ლ ო ბ ი ს ვ ე ლ ს უწოდებენ.

მიზიდულობის ველის ბუნების შესწავლის მიზნით იხილავენ მიზიდულობის ძალის პოტენციალს

$$U(x,\ y,\ z) = f\frac{M}{r}. \qquad (I.3)$$

ადვილი დასამტკიცებელია, რომ $U_{(x,y,z)}$ ფუნქციის $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$, $\frac{\partial U}{\partial z}$ კერძო წარმოებულები მიზიდულობის ძალის F_x, F_y და F_z გეგმილებს x, y, z ღერძებზე შემდეგნაირად გამოსახავს;

$$F_x = fM\frac{\xi - x}{r^3}, \quad F_y = fM\frac{\eta - y}{r^3}, \quad F_z = fM\frac{\zeta - z}{r^3};$$

$$r = \sqrt{(\xi-x)^2+(\eta-y)^2+(\zeta-z)^2},$$

* სახელმძღვანელოში *SI* სისტემის ერთეულებთან ერთად მკითხველს ტრადიციული ერთეულები *CGS* სისტემიდანაც შეხვდება.

სადაც x, y, z და ξ, η, ζ შესაბამისად m ერთეულოვანი და M მიმზიდველი მასების კოორდინატებია.

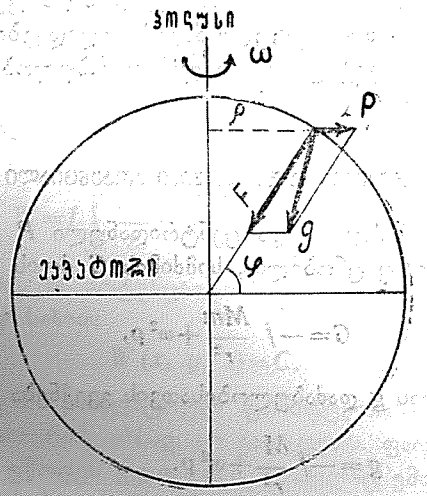
ამგვარად, $\frac{\partial U}{\partial x} = F_x$, $\frac{\partial U}{\partial y} = F_y$ და $\frac{\partial U}{\partial z} = F_z$ დამოკიდებულებები გრავიმეტრიაში მიზიდულობის პოტენციალის გამოყენების საშუალებას იძლევა.

§ 2. ცენტრიდანული ძალა და მისი პოტენციალი

დედამიწის ყოველი წერტილი, რომელშიც მოთავსებულია ერთეულოვანი m მასა, გარდა დედამიწის F მიზიდულობის ძალისა, განიცდის, აგრეთვე, ცენტრიდანული ძალის მოქმედებას, რომელიც Z ღერძის გარშემო დედამიწის ბრუნვითაა გამოწვეული

$$P = \omega^2\rho. \qquad (I.4)$$

ამ ფორმულაში ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარეა, ხოლო



ნახ. 1. სიმძიმის ძალა და მისი მდგენელები

ρ — მანძილი ბრუნვის ღერძიდან მისაზიდი ერთეულოვანი m მასის მქონე სხეულამდე (ნახ. 1).

მიზიდულობის ძალის ანალოგიურად, ცენტრიდანული ძალის შემთხვევაში შეიძლება განვიხილოთ ამ ძალის პოტენციალი

$$V=\frac{\omega^2}{2}(x^2+y^2), \tag{I.5}$$

სადაც x, y არის m მასის სხეულის კორდინატები xoy სიბრტყეში. ამ შემთხვევაში P-ს გეგმილები კოორდინატთა ღერძებზე V პოტენციალის პირველი რიგის წარმოებულის ტოლია, ე. ი.

$$\frac{\partial V}{\partial x}=P_x, \quad \frac{\partial V}{\partial y}=P_y, \quad \frac{\partial V}{\partial z}=P_z.$$

P სიდიდე დამოკიდებულია გეოგრაფიულ განედზე. ის პოლუსზე ნულის ტოლია, რადგანაც $\rho=0$, ხოლო ეკვატორზე, რადგან $\rho=R$, იგი აღწევს მაქსიმუმს

$$P=\omega^2 R, \tag{I.6}$$

სადაც R დედამიწის ეკვატორული რადიუსია. $\frac{P}{F}$ ფარდობა 1/288,25-ის ტოლია, ამიტომ სიმძიმის ძალა ძირითადად დედამიწის მიზიდულობის F ძალითაა განპირობებული. პოლუსებსა და ეკვატორზე დედამიწის რადიუსისა და ცენტრიდანული ძალის სიდიდეების სხვადასხვაობა განაპირობებს g გრავიტაციული ველის დაძაბულობის ცვალებადობას განედის მიხედვით.

§ 3. სიმძიმის ძალა და მისი პოტენციალი

მიზიდულობის F ძალისა და ცენტრიდანული P ძალის გეომეტრიული ჯამი, როგორც ცნობილია, სიმძიმის G ძლის ტოლია (ნახ. 1)

$$G=-f\frac{Mm}{r^2}+\omega^2\rho, \tag{I.7}$$

ხოლო სიმძიმის ძალის g დაძაბულობისათვის გვექნება

$$g=-f\frac{M}{r^2}+\omega^2\rho. \tag{I.8}$$

თუ ამ ფორმულაში M-ის ქვეშ ვიგულისხმებთ დედამიწის მთელ მასას, მაშინ (I, 8) შეიძლება დაიწეროს ასე:

$$g=-f\int\frac{dm}{r^2}+\omega^2\rho, \tag{I.9}$$

სადაც g არის სიმძიმის ძალის ველის დაძაბულობა, ხოლო მოცულობით ინტეგრალს ითვლიან დედამიწის მთელ მოცულობაზე, ამასთანავე, ნიუტონის მეორე კანონის გათვალისწინებით, რომელსაც განხილული მაგალითისათვის აქვს სახე

$$G=mg, \tag{I.10}$$

ადვილად მივხვდებით, რომ სიმძიმის ძალის ველის g დაძაბულობა რიცხობრივად იმ აჩქარების ტოლია, რომელსაც თავისუფლად ვარდნილი სხეული ავითარებს სიცარიელეში მასზე სიმძიმის ძალის მოქმედების შედეგად.

SI სისტემაში სიმძიმის ძალის აჩქარების ერთეულად მიღებულია ის აჩქარება, რომელსაც ანიჭებს 1 ნიუტონი ძალა 1 კგ მასას, ხოლო *CGS* სისტემაში — აჩქარება, რომელიც მიენიჭება 1 გ მასას 1 დინი ძალის მოქმედების შედეგად. ამ ერთეულს გალილეო გალილეის პატივსაცემად უწოდეს გ ა ლ ი. პრაქტიკაში ჩვეულებრივ იყენებენ გალის 10^{-3} ნაწილის ტოლ სიდიდეს, რომელსაც მ ი ლ ი გ ა ლ ი ეწოდება. სუსტი გრავიტაციული ეფექტების გამოვლენის მიზნით გაიზარდა გრავიტაციული ველის გაზომვის სიზუსტე და, ამასთან დაკავშირებით, მიზანშეწონილად იქნა მიჩნეული უფრო მცირე ერთეულის — მ ი კ რ ო გ ა ლ ი ს შემოღება, რომელიც *SI* სისტემაში გალის 10^{-6}, ხოლო *CGS* სისტემაში — გალის 10^{-9} ტოლია.

(I. 2), (I. 5) ფორმულების გათვალისწინებით სიმძიმის ძალის პოტენციალის ანალიზური გამოსახულება შეიძლება დავწეროთ შემდეგი სახით:

$$W=f\int\frac{dm}{r}+\frac{1}{2}\omega^2(x^2+y^2). \tag{I.11}$$

სიმძიმის ძალის W პოტენციალი მდებარეობის ფუნქციაა და გამოისახება შემდეგი სახით:

$$W(x, y, z)=C, \tag{I.12}$$

რომელიც სივრცეში კონცენტრულ ფართეულთა ოჯახს იძლევა. ეს ფართეულები ურთიერთს არსად არ გადაკვეთს. ფართეულთა ამ ოჯახიდან ერთ-ერთს უწოდეს გ ე ო ი დ ი, რომელიც ემთხვევა ღია ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირს, ხმელეთზე კი — წყლის ზედაპირს იმ წარმოსახვით არხებში, რომელიც ამ ღია ზღვებსა და ოკეანეებს შეაერთებდა.

იმის გამო, რომ ჩვენთვის უცნობია დედამიწის ნამდვილი ფორმა და მის შიგნით მასების განაწილება, გეოიდის განტოლების მისაღებად

ვიმართავენ (I. 11) გამოსახულების ინტეგრალური წევრის მწკრივად გაშლას. თუ მიღებულ გაშლაში შემოვიფარგლებით მხოლოდ პირველი რიგის უსასრულო მცირე სიდიდეებით, მაშინ სფერულ კოორდინატთა სისტემაში სიმძიმის ძალის პოტენციალისათვის მივიღებთ შემდეგ გამოსახულებას:

$$W=f\frac{M}{r}+\frac{1}{2}f\mu\frac{a^2}{r^3}(1-3\sin^2\varphi^1)+\frac{1}{2}\omega^2 r^2\cos^2\varphi', \qquad (I.13)$$

სადაც r არის მანძილი დედამიწის ცენტრიდან ერთეულოვან მისაზიდ მასამდე, μ — ეკვატორის გასწვრივ განაწილებული დამატებითი წარმოდგენითი მასები, რომლებიც განასხვავებს დედამიწის რეალურ ფორმას სფერულისაგან, a — დედამიწის ეკვატორული რადიუსი, ხოლო φ' — გეოცენტრული განედი.

$W=C$ დონებრივ კონცენტრულ ფართეულთა სისტემაა. მათგან იმ ფართეულის განტოლების მისაღებად, რომელიც ემთხვევა გეოიდის ზედაპირს, საჭიროა (I. 13) ფორმულაში დავუშვათ, რომ $\varphi^1=o$, $\lambda=o$ და $r=a$, მაშინ გვექნება

$$f\frac{M}{a}+f\frac{\mu}{2a}+\frac{1}{2}\omega^2 a^2=C. \qquad (I.14)$$

თუ (I. 13) და (I. 14) გამოსახულებებს გავუტოლებთ ერთმანეთს, ე. ი. გამოვრიცხავთ C-ს, მივიღებთ ე. წ. იდეალური გეოიდის განტოლებას

$$W=f\frac{M}{r}\left[1+\frac{\mu}{2M}\frac{a^2}{r^2}(1-3\sin^2\varphi')+\frac{q}{2}\frac{r^3}{a^3}\cos^2\varphi')\right]. \qquad (I.15)$$

§ 4. სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობა

ერთგვაროვანი სიმკვრივის მქონე სფეროიდული ან სხვადასხვა სიმკვრივის მქონე ერთგვაროვანი კონცენტრული ფენებისაგან შედგენილ დედამიწის შესაბამის სიმძიმის ძალას, მიღებულს იდეალური გეოიდის ზედაპირისათვის, უწოდებენ ნ ო რ მ ა ლ უ რ ა ს ი მ ძ ი მ ი ს ძ ა ლ ა ს და აღნიშნავენ γ_0-ით. ისეთნაირად მოწესრიგებულ დედამიწას, რომლის მასა რეალური დედამიწის მასის ტოლია, რ ე გ უ ლ ი რ ე ბ უ ლ ი ან თ ე ო რ ი უ ლ ი დ ე დ ა მ ი წ ა ეწოდება.

სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის მისაღებად საჭიროა სიმძიმის ძალის პოტენციალის (I. 13) გამოსახულების გაწარმოება ნორმალის მიხედვით

$$\gamma_0=\frac{\partial W}{\partial n}, \qquad (I.16)$$

მაგრამ (I. 13) გამოსახულებაში ცხადი სახით შედის მხოლოდ r, რომელიც მიმართულია n ნორმალის საწინააღმდეგოდ და, ვინაიდან n და r შორის არსებული კუთხის მაქსიმალური სიდიდე მეტად მცირეა, ამიტომ r-ის მიხედვით გაწარმოების შედეგად მიღებული სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობა n-ით გაწარმოების შედეგად მიღებულისაგან მხოლოდ 0,000005 ნაწილით განსხვავდება. ამიტომ დაშვებული ცდომილებაც მეტად უმნიშვნელო იქნება. თუ აღნიშნულ გამოსახულებას r-ის მიხედვით გავაწარმოებთ, რიგი გარდაქმნების შემდეგ სფეროიდული დედამიწისათვის მივიღებთ სიმძიმის ძალის ნორმალურ მნიშვნელობას

$$\gamma_0=g_э(1+\beta\sin^2\varphi), \qquad (I.17)$$

$$\beta=\frac{s}{2}q-\alpha, \qquad (I.18)$$

(I. 17) და (I.18) ფორმულები წარმოადგენს კლეროს თეორემას, სადაც φ არის გეოგრაფიული განედი, $q=\frac{\omega^2 R}{g_э}$ —ეკვატორზე ცენტრიდანული ძალისა და სიმძიმის ძალის შეფარდება, $\alpha=\frac{a-c}{a}$ —სფეროიდის კუმშვა, ხოლო $g_э$ — სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა ეკვატორზე.

თუ W პოტენციალის მწკრივად დაშლაში შენარჩუნებული იქნება მეორე რიგის უსასრულოდ მცირე სიდიდეები, მაშინ

$$\gamma=g_э(1+\beta\sin^2\varphi-\beta_1\sin^2 2\varphi). \qquad (I.19)$$

(I. 19) ფორმულაში $g_э$, β და β_1 კოეფიციენტების რიცხვითი მნიშვნელობები განისაზღვრება გრავიმეტრიული მონაცემების საფუძველზე. ამ სამი უცნობის განსაზღვრისათვის ფორმალურად საკმარისია ექსპერიმენტულად დადგინდეს γ_0 დედამიწის სამ პუნქტში და მიღებული სამი განტოლებიდან ალგებრულად ამოიხსნას საძიებელი უცნობები. მაგრამ დედამიწის არაერთგვაროვნების გამო განტოლებათა

რიცხვი შეუდარებლად დიდი უნდა იქნეს და ამოიხსნას უმცირესი კვადრატების ხერხით. ასე მოიქცა ცნობილი გეოდეზისტი ჰელმერტი 1901—1909 წლებში და განტოლების ამოხსნის შედეგად მიიღო სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის ფორმულა, რომელიც დღემდე გამოიყენება და აქვს შემდეგი სახე:

$$\gamma_0 = 980{,}030\,(1 + 0{,}005302\sin^2\varphi - 0{,}000007\sin^2 2\varphi), \qquad (I.20)$$

კასინისმა 1930 წელს დამატებითი მონაცემების გამოყენების საფუძველზე შემდეგი ფორმულა მოგვცა:

$$\gamma_0 = 978{,}049\,(1 + 0{,}0052884\sin^2\varphi - 0{,}0000059\sin^2 2\varphi), \qquad (I.21)$$

რომელსაც უწოდეს სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის საერთაშორისო ფორმულა.

ჰელმერტისა და კასინისის მიახლოებითი ფორმულებისაგან განსხვავებით, 1975 წელს კ. ქართველიშვილმა მიიღო ნორმალური სიმძიმის ძალის გამოსათვლელი ზუსტი ფორმულა:

$$\gamma_0 = (978631{,}752 + 1889{,}425) : (1 - 0{,}006691385\sin^2\varphi). \qquad (I.22)$$

ამ ფორმულაში შემავალი კოეფიციენტები განისაზღვრება კოსმოსური ხომალდების მონაცემების საფუძველზე.

სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის გამოსათვლელი აღნიშნული ფორმულები ემსახურება გეოდეზიურ გრავიმეტრიას. მათი გამოყვანისას მხედველობაში არ არის მიღებული ნორმალური დედამიწის ფიზიკური მოდელი, რაც აუცილებელია გეოლოგიური და გეოფიზიკური ამოცანების გადასაწყვეტად.

ამ თვალსაზრისით განსაკუთრებით უნდა აღინიშნოს მ. ალექსიძისა და კ. ქართველიშვილის მიერ პირველად გამოთქმული მოსაზრება იმის თაობაზე, რომ სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის ფორმულის მისაღებად მხედველობაში ყოფილიყო მიღებული დედამიწის სიმკვრივული მოდელი მისი აგებულების გათვალისწინებით.

ამ იდეის პრაქტიკული რეალიზაცია განახორციელა კ. ქართველიშვილმა, რომელმაც შექმნა ნორმალური დედამიწის პლანეტარული სიმკვრივული მოდელი. მის მიერ გამოთვლებით მიღებული ამ მოდელის შესაბამისი გრავიტაციული ველი მიღებულია ნორმალურ ველად.

§ 5. სიმძიმის ძალის პოტენციალის პირველი და მეორე რიგის წარმოებულები

მიზიდულობის ძალასა და მის პოტენციალთან შედარებით ცენტრიდანული ძალა და მისი პოტენციალი მცირე სიდიდეა. ამასთანავე, თუ გავითვალისწინებთ იმ გარემოებასაც, რომ დედამიწის აღნაგობა ძირითადად მიზიდულობის ველში აისახება, მაშინ შეიძლება სიმძიმის ძალის W პოტენციალის წარმოებული ცენტრიდანული ძალის V პოტენციალის წარმოებულის გარეშე განვიხილოთ. ასე რომ, x, y, z ღერძებზე სიმძიმის ძალის ვექტორის გეგმილები შეიძლება განისაზღვროს U პოტენციალის წარმოებულების საშუალებით

$$g_x = \frac{\partial U}{\partial x}, \quad g_y = \frac{\partial U}{\partial y}, \quad g_z = \frac{\partial U}{\partial z}. \qquad (I.23)$$

კერძოდ, თუ Z ღერძს მივმართავთ დედამიწის ცენტრისაკენ, მაშინ

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial U}{\partial y} = 0 \quad \text{და} \quad g_z = \frac{\partial U}{\partial z}.$$

ძიების გრავიმეტრიულ მეთოდში ანომალიური სხეულის მასის, სიმძიმის ცენტრის კოორდინატებისა და ზოგი სხვა პარამეტრის განსაზღვრის მიზნით, გარდა პირველი რიგის წარმოებულებისა, იყენებენ, აგრეთვე პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულებს

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x\,\partial y}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial x\,\partial z}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y\,\partial z}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}. \qquad (I.24)$$

მეორე რიგის წარმოებულების ფიზიკური აზრი ადვილი გასაგები იქნება, თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ

$$\frac{\partial U}{\partial z} = g. \qquad (I.25)$$

ასე, მაგალითად, მეორე რიგის წარმოებული

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} = \frac{\partial g}{\partial x}, \qquad (I.26)$$

მიუთითებს სიმძიმის ძალის ცვალებადობაზე x ღერძის მიმართულებით და წარმოადგენს სიმძიმის ძალის ჰორიზონტალურ გრადიენტს. ანა-

ლოგიური ფიზიკური აზრი აქვს, აგრეთვე, მეორე რიგის სხვა წარმოებულებსაც

$$\frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}=\frac{\partial g}{\partial y},\quad \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}=\frac{\partial g}{\partial z}, \tag{I.27}$$

ხოლო რაც შეეხება დანარჩენ

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y},\quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2}\quad \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \tag{I.28}$$

მეორე რიგის წარმოებულებს, მათ იყენებენ დონებრივი ზედაპირის ფორმის შესასწავლად.

სიმძიმის ძალის მეორე რიგის წარმოებულების ერთეულად მიღებულია ეტვეში $E=1\cdot 10^{-9}\ \frac{1}{\text{წმ}^2}$, რომელიც 1 კმ მანძილზე სიმძიმის ძალის 0,1 მგლ-ით ცვლილებას წარმოადგენს.

თავი II

სიმძიმის ძალისა და მისი პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულების გაზომვის მეთოდები

სიმძიმის ძალის გაზომვის მეთოდები იყოფა დინამიკურ და სტატიკურ მეთოდებად. დინამიკური მეთოდის პრინციპზეა აგებული ქანქარიანი და ბალისტიკური ხელსაწყოები, ხოლო სტატიკურ პრინციპზე — სხვადასხვა სისტემის გრავიმეტრები.

სიმძიმის ძალის გაზომვის დინამიკური მეთოდი შეიძლება იყოს აბსოლუტური და ფარდობითი. აბსოლუტურს მიეკუთვნება ისეთი მეთოდი, რომლის დროსაც ყოველ წერტილში იზომება g სრული მნიშვნელობა, ფარდობითს კი ისეთი, როდესაც ყოველ წერტილში სიმძიმის ძალის Δg ნაზრდის მნიშვნელობა იზომება იმ საყრდენი წერტილის მიმართ, რომლისთვისაც g-ს მნიშვნელობა წინასწარ არის ცნობილი.

§ 6. სიმძიმის ძალის გაზომვის დინამიკური მეთოდები

სიმძიმის ძალის განსაზღვრის აბსოლუტური და ფარდობითი მეთოდები ემყარება ქანქარის რხევის T პერიოდის განსაზღვრას. T განსაზღვრება ქანქარის რხევის დიფერენციალური განტოლებიდან შემდეგი ფორმულით:

$$T=\pi\sqrt{\frac{l}{g}}\left[1+\left(\frac{1}{2}\right)^2\sin^2\frac{\alpha}{2}+\left(\frac{1}{2}\cdot\frac{3}{4}\right)^2\sin^4\frac{\alpha}{4}+\ldots\right]\approx$$

$$\approx\pi\sqrt{\frac{l}{g}}, \tag{II.1}$$

სადაც l ქანქარის დაყვანილი სიგრძეა, ხოლო α — მისი მაქსიმალური გადახრის კუთხე.

სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობის განსაზღვრის სირთულე იმაში მდგომარეობს, რომ T რხევის პერიოდის გაზომვა აუცილებელია შესრულდეს 10^{-7} წმ, ხოლო ქანქარის დაყვანილი სიგრძისა — 0,001 მმ სიზუსტით. აბსოლუტურ გაზომვებს აწარმოებენ მხოლოდ ობსერვატორიებში და საყრდენ პუნქტებზე, რისთვისაც გამოიყენება ე. წ. მოსაბრუნი ქანქარა. ამ ხელსაწყოს მისი დაბალი სიზუსტისა და გაზომვების ჩატარების დროის ხანგრძლივობის გამო აღარ იყენებენ. ამ მიზნით ამჟამად მაღალი სიზუსტის ბალისტიკურ გრავიმეტრებს მიმართავენ, რომლებიც სხეულის თავისუფალი ვარდნის კანონს ემყარება.

გაცილებით ადვილია სიმძიმის ძალის ფარდობითი მნიშვნელობის განსაზღვრა ერთსაკიდიანი ქანქარიანი ხელსაწყოების საშუალებით. ამ დროს ჯერ ისაზღვრება ქანქარის რხევის პერიოდი $T_0=\pi\sqrt{\frac{l}{g_0}}$ საყრდენ პუნქტში, სადაც ცნობილია სიმძიმის ძალის აბსოლუტური g_0-მნიშვნელობა, ხოლო შემდეგ გაზომვისათვის განკუთვნილ დანარჩენ პუნქტებში $T_i=\pi\sqrt{\frac{l}{g_i}}$ პერიოდების მნიშვნელობები. T_0 და T_i სიდიდეების ფარდობა იძლევა $g_i=g_0\frac{T_0^2}{T_i^2}$, საიდანაც გამოითვლება სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა ნებისმიერ პუნქტში. ფარდობითი მეთოდით გაზომვების დროს საჭირო არ არის ქანქარის სიგრძის გაზომვა, რადგან იგი, როგორც მუდმივი, ყველა პუნქტში გამოირიცხება. ეს გარემოება პროცესს მნიშვნელოვნად აადვილებს.

T-ს გაზომილ მნიშვნელობაში საჭიროა შესწორებების შეტანა: ჰაერის სიმკვრივეზე, ტემპერატურის გავლენაზე, ქრონომეტრის სვლაზე, ქანქარის ამპლიტუდაზე, შტატივის თანრყევაზე და სხვ.

ფარდობითი მეთოდით ქანქარით გაზომვები გამოიყენება აგრეთვე საზღვაო გრავიმეტრიული აგეგმვისთვისაც. თანამედროვე ქანქარიანი ხელსაწყოების საშუალებით სიმძიმის ძალის გაზომვები ობსერვატორიებში შეიძლება შესრულდეს 0,01—0,02 მგლ-ის, ხოლო საველე პირობებში — 0,1 მგლ-ის სიზუსტით. ზღვებზე ჩატარებული გაზომვის შემთხვევაში ეს სიზუსტე დაბალია და მერყეობს 5—10 მგლ-ს ფარგლებში.

§ 7. სიმძიმის ძალის გაზომვის სტატიკური მეთოდები

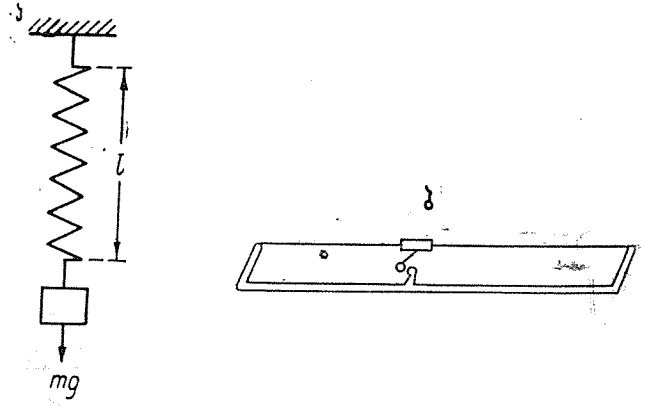
ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის პრაქტიკაში g სიმძიმის ძალის მნიშვნელობის ფარდობითი გაზომვის დროს ფართოდ გამოიყენება სტატიკური გრავიმეტრები. სტატიკური გრავიმეტრებით გაზომვების წარმოების დროს პუნქტებში იზომება სიმძიმის ძალის ნაზრდი საყრდენი პუნქტის მიმართ, რომლისთვისაც g_0-ის აბსოლუტური მნიშვნელობა ცნობილია. ნაზრდის განსაზღვრის შემდეგ ადვილად მიიღება სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობა ნებისმიერ პუნქტში. სტატიკური გრავიმეტრებით სიმძიმის ძალის გაზომვა აბსოლუტურ გაზომვებთან შედარებით გაცილებით ნაკლებ დროს მოითხოვს. სტატიკური გრავიმეტრების მუშაობის პრინციპს საფუძვლად უდევს მიზიდულობის ველში ზამბარაზე ან დრეკად ძაფზე დაკიდულ ტვირთზე მოქმედი ძალის მიერ გამოწვეული დეფორმაციის სიდიდის გაზომვა.

ზამბარიანი გრავიმეტრების მუშაობის პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში (ნახ. 2. ა, ბ): mg სიმძიმის ძალის მოქმედების შედეგად დრეკადი ზამბარა იჭიმება და წონასწორობა მყარდება მაშინ, როდესაც $mg=\tau l$, სადაც m ზამბარის ბოლოზე დამაგრებული ტვირთის მასაა, l — ზამბარის სიგრძე, ხოლო τ — ზამბარის დრეკადობის კოეფიციენტი (ნახ. 2, ა). ვინაიდან l-ის საჭირო სიზუსტით გაზომვა ძნელი მისაღწევია, ამიტომ აწარმოებენ ფარდობით გაზომვებს საყრდენ $mg_0=\tau l_0$ და რიგით $mg=\tau l$ წერტილებში და სიმძიმის ძალის ნაზრდს გამოთვლიან ფორმულით $mg_0 - mg=m\Delta g=\tau(l_0 - l)=\tau\Delta l$, საიდანაც

$$\Delta g=\frac{\tau}{m}\ \Delta l.$$

გაზომვების სიზუსტის გაზრდის მიზნით მიმართავენ ე. წ. ასტაზირებული სისტემების გამოყენებას, რომლის პრინციპი მდგომარეობს

შემდეგში: თუ დრეკად სისტემას ჩავაყენებთ არამდგრადი წონასწორობის მდგომარეობაში, მაშინ სიმძიმის ძალის უმნიშვნელო ცვლილება გამოიწვევს მგრძნობიარე სისტემის მასის მნიშვნელოვან გადაადგილებას, რაც მკვეთრად გაზრდის გრავიმეტრის მგრძნობიარობას



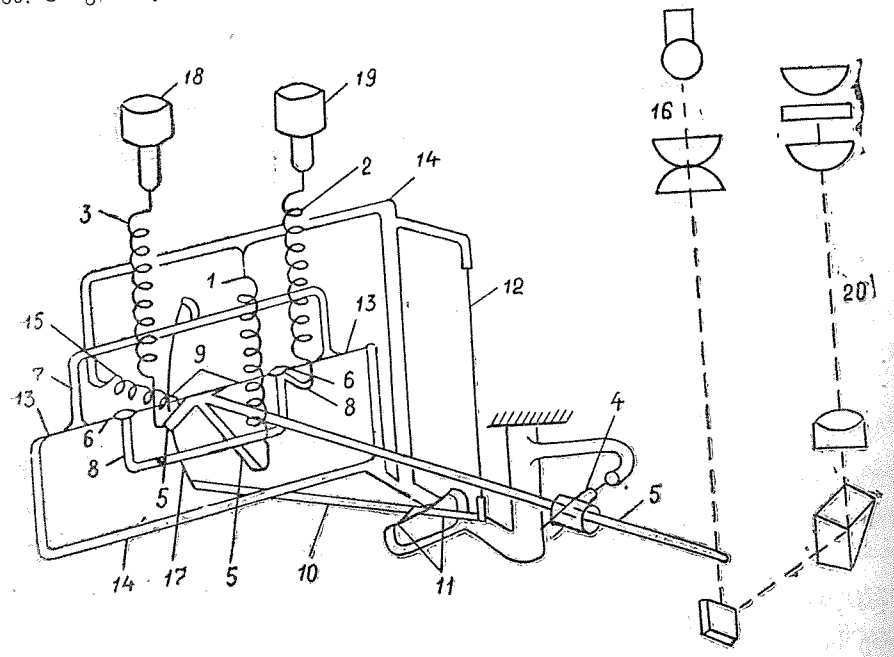
ნახ. 2. სტატიკური გრავიმეტრების მგრძნობიარე სისტემების სქემები

გრავიმეტრიული სამუშაოების წარმოების დროს უფრო ხშირად იყენებენ „გაკ“-სა (კვარცის ასტაზირებული გრავიმეტრი) და „გნუკ“-ს (ვიწროდიაპაზონიანი სახმელეთო კვარცის გრავიმეტრი) სისტემის სხვადასხვა ტიპის კვარცის ასტაზირებულ გრავიმეტრებს.

კვარციანი გრავიმეტრებიდან ყველაზე მარტივი სქემა აქვს „სნ“-3 და „ნორგარდის“ ტიპის გრავიმეტრებს. ამ ხელსაწყოების მგრძნობიარე სისტემა შედგება კვარცის ჰორიზონტალური ქანქარისაგან, რომელიც კვარცის ჩარჩოზე გაჭიმულ კვარცის დრეკად ძაფზეა დამაგრებული (ნახ. 2 ბ). სიმძიმის ძალის მოქმედებით სისტემის დრეკადი ძაფი იგრიხება და ბერკეტი გამოდის წონასწორობის ე. წ. ნულოვანი მდგომარეობიდან. ხელსაწყოს კორპუსში დამაგრებული მიკრომეტრული ხრახნის ბრუნვით შესაძლებელი ხდება კვარცის სისტემის ნულოვან მდგომარეობაში მიყვანა. სპეციალური ოპტიკური სისტემა მიკრომეტრული ხრახნის ბრუნვით, მოძრავი ბერკეტის საქანის ბოლოზე მიმა-

გრებული სარკისა და უძრავი სარკის ინდექსების შეთავსების საშუალებას იძლევა. შეთავსების შემდეგ მიკრომეტრულ ხრახნზე იღებენ ანათვალს, რომლის დანაყოფის ფასი წინასწარაა ცნობილი და, ამგვარად, შეიძლება განისაზღვროს სიმძიმის ძალის ნაზრდის მნიშვნელობა.

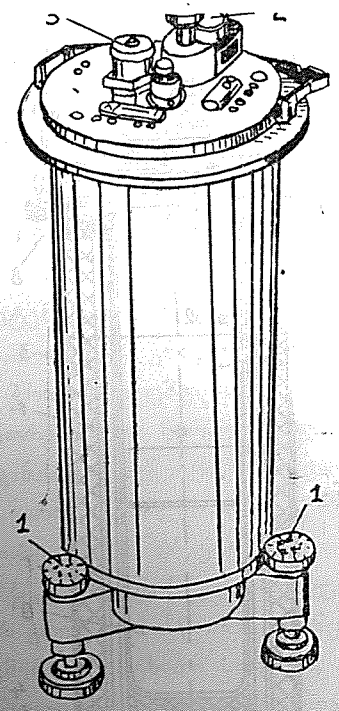
„გაკ“ და „გნუკ“ ტიპის გრავიმეტრების მგრძნობიარე სისტემა დრეკადი კვარცის ძაფისა და კვარცის ზამბარებით ასტაზირებულ სისტემას წარმოადგენს. „გნუკ“ სისტემის გრავიმეტრის სქემა მოცემულია ნახ. 3-ზე, სადაც ძაფზე დამაგრებული ბერკეტი მცირე ტვირთით სიმ-



ნახ. 3. „გნუკ“ გრავიმეტრის კვარცის სისტემის სქემა. 1—მთავარი ზამბარა, 2—გამზომი ზამბარა, 3—სადიაპაზონო ზამბარა, 4—ბერკეტის მოძრაობის შემზღუდველი, 5—ბერკეტი, 6—მგრძნობიარე ჩარჩოს საკიდი ძაფები, 7—ტემპერატურული კომპენსაციის ჩარჩო, 8—გამზომი ჩარჩო, 9—ბერკეტის საკიდი, 10—ტემპერატურული კომპენსაციის ბერკეტი, 11—ტემპერატურული კომპენსაციის ბერკეტის საკიდი ძაფი, 12—ტემპერატურული კომპენსაციის ლითონის ძაფი, 13—ტემპერატურული კომპენსაციის ჩარჩოს საკიდი ძაფები, 14—კვარცის სისტემის კარკასი, 15—საკომპენსაციო ზამბარა, 16—გამანათებელი, 17—საკომპენსაციო შვილდისებური ძაფი, 18—სადიაპაზონო მოწყობილობა, 19—გამზომი მოწყობილობა, 20—მიკროსკოპი

ძიმის ძალის მოქმედების შედეგად გადაიხრება და გამოიწვევს ძაფის დაგრეხას და ზამბარის შესაბამის გაჭიმვას.

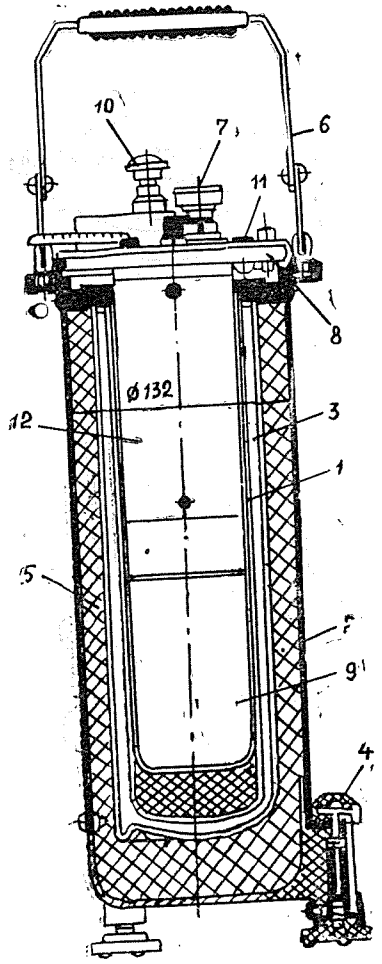
ქანქარა ნულოვან მდგომარეობაში მოყავთ გამზომი ზამბარის მიკრომეტრული ხრახნის საშუალებით. თუ ცნობილია დანაყოფის ფასი,



ნახ. 4. „გნუკ—3“ ტიპის გრავიმეტრის საერთო ხედი, 1—თარაზოში მოსაყვანი ხრახნები, 2—ასათვლელი მიკრომეტრული მოწყობილობა, 3—ოკულარი

მაშინ მიკრომეტრულ ხრახნზე აღებული ანათვლის საშუალებით ადვილად იანგარიშება სიმძიმის ძალის Δg ნაზრდი. გრავიმეტრებს აქვს მოწყობილობა, რომელიც გასაზომი Δg მნიშვნელობის დიაპაზონის გაზრდის საშუალებას იძლევა და, აგრეთვე მოწყობილობა ტემპერატურული გავლენის კომპენსაციისათვის. გარე ტემპერატურისა და ატმოს-

ფერული წნევის ცვლილებისაგან დაცვის მიზნით გრავიმეტრის მგრძნობიარე სისტემას ჰერმეტულ ჭურჭელში ათავსებენ.



ნახ. 5. „გნუკ—4“ ტიპის გრავიმეტრის ჭრილი. 1—გრავიმეტრის შუა ნაწილი, 2—გარე ჩარჩო, 3—დიუარის ჭურჭელი, 4—თაბაზოში მოსაყვანი ხრახნი, 5—თერმოიზოლაცია, 6—სახელურა, 7—ოკულარი, 8—ზედა ბაქანი, 9—ვაკუმის ჭურჭელი, 10—ანათვლების ასაღები მიკრომეტრული მოწყობილობა, 11—თარაზო, 12—სითბოდამცავი საფარი

გრავიმეტრის ტემპერატურული კოეფიციენტის განსაზღვრისათვის მუშაობის დაწყებამდე სწავლობენ გრავიმეტრის მგრძნობიარე სისტემაზე ტემპერატურის გავლენას და აგებენ მრუდს, რომელსაც ტემპერატურაზე შესწორების შესატანად იყენებენ.

გრავიმეტრებს ახასიათებს ნულ-პუნქტის სვლა, რომლის გამოსარიცხავად საყრდენ პუნქტზე პირველ და ბოლო ანათვალთა სხვაობას ყოფენ ანათვალთა შორის განვლილ დროზე.

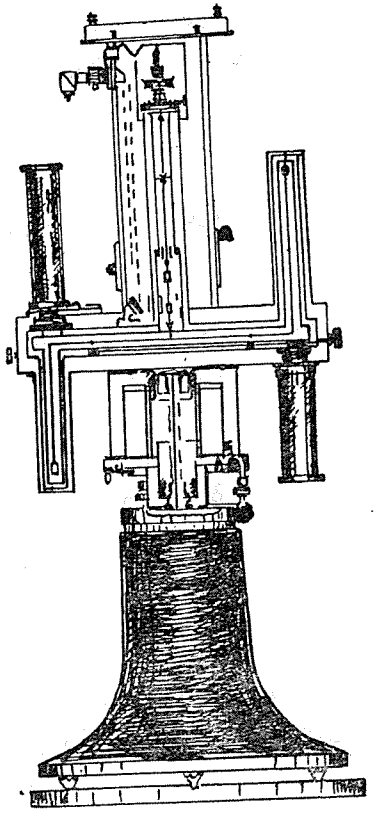
გრავიმეტრის საერთო ხედი და ჭრილი ნაჩვენებია 4 და 5 ნახაზებზე.

§ 8. სიმძიმის ძალის პოტენციალის მეორე რიგი წარმოებულების გაზომვის მეთოდები

სიმძიმის ძალის პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულების გასაზომად ძირითადად გამოიყენება გრავიტაციული ვარიომეტრი, რომლის საერთო ხედი და ჭრილი მოცემულია მე-6 ნახაზზე. სიმძიმის ძალის პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულების გაზომვის შესაძლებლობის მიხედვით განასხვავებენ ორი სახის ვარიომეტრს: პირველი გვარის გრავიტაციული ვარიომეტრი, რომლითაც იზომება U_Δ და $2U_{xy}$ წარმოებულები და მეორე გვარის გრავიტაციული ვარიომეტრი, რომლითაც იზომება U_Δ, $2U_{xy}$, U_{xz} და U_{yz} წარმოებულები. ეს ხელსაწყოები აგებულია ეტვეშის გრეხითი სასწორის პრინციპზე. ამ ხელსაწყოთა მგრძნობიარე ელემენტია გრეხითი სისტემა, რომელიც ლითონის წერილ ძაფზე დაკიდებული მსუბუქი უღლისა და მის ბოლოებზე მიმაგრებული m_1 და m_2 ტვირთებისაგან შედგება (ნახ. 7). ტვირთები დაკიდვის წერტილიდან სხვადასხვა სიმაღლეზეა განლაგებული. ამიტომ სხვადასხვა ტიპის ვარიომეტრის სახელწოდება წარმოდგება უღლის ფორმისაგან, რომელიც წააგავს L, Z, S ასოებს. შვეიდარის (L-60) და ეტვეშის (E-60) ვარიომეტრებში გამოიყენება L ასოს მსგავსი გრეხითი სისტემა (ნახ. 7 ა). მისი ზედა ტვირთი დამაგრებულია ჰორიზონტალურ უღელზე, ხოლო ქვედა ტვირთი დაშვებულია ქვემოთ წვრილი გრძელი ძაფის მეშვეობით. Z-40 ტიპის შვეიდარის ვარიომეტრში ორივე ტვირთი დამაგრებულია Z-ის ფორმის უღელზე (ნახ. 7, ბ),

ხოლო S-20 ტიპის ვარიომეტრში — დახრილი ღერძის ბოლოებზე (ნახ. 7, გ).

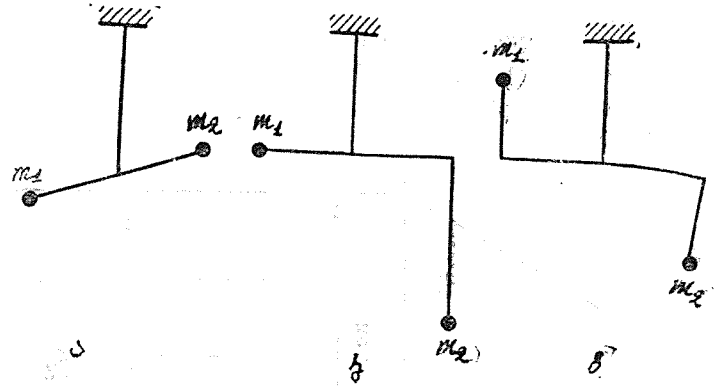
გრეხითი სისტემის მოქმედების პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში: თუ სისტემა იმყოფება ერთგვაროვან გრავიტაციულ ველში, უღ-



ნახ. 6. Z—40 ვარიომეტრის ჭრილი

ლის ტვირთებზე მოქმედებს თანაბარი ძალები, რომლებიც აწონასწორებს ერთმანეთს. ამ შემთხვევაში გრეხითი ძაფი იმყოფება თავისუფალ, დაუგრეხავ მდგომარეობაში. თუ გრეხითი სისტემის მახლობლად არის არაერთგვაროვანი გეოლოგიური სიტუაცია, მაშინ შესაბამისი გრავიტაციული ველიც იქნება არაერთგვაროვანი და სათანადოდ, ტვირთებ-

ზე იმოქმედებს სიდიდითა და მიმართულებით განსხვავებული ძალები. ამ ძალების მოქმედების შედეგად გრეხითი სისტემა მიიღებს ახალ



ნახ. 7. ვარიომეტრის გრეხითი სისტემების სქემები

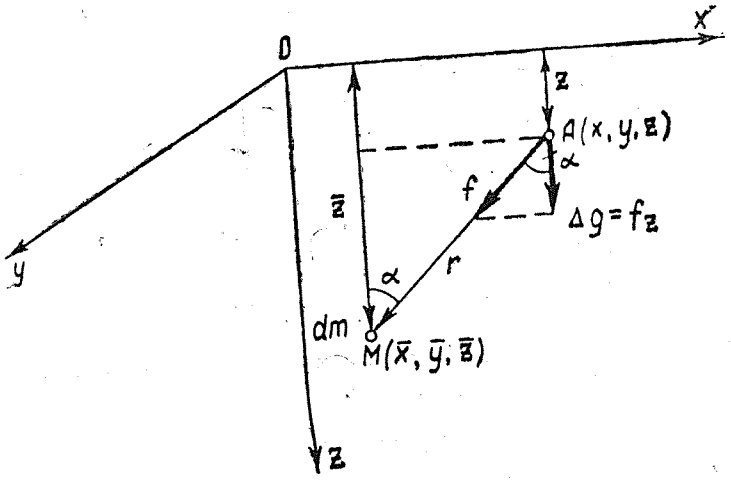
გარკვეულ მდებარეობას. ამ შემთხვევაში უღლის წონასწორობის განტოლება გამოისახება ფორმულით

$$M_z = M_\tau = \tau\Theta,$$

სადაც M_z უღელზე მოქმედი გრავიტაციული ძალების მომენტია, M_τ — ძაფის გრეხის მომენტი, τ — ძაფის გრეხის მუდმივა, ხოლო Θ — ძაფის გრეხის კუთხე.

სიმძიმის ძალის ჰორიზონტალური გრადიენტების გაზომვის პრინციპი ნაჩვენებია გ ნახაზზე. დავუშვათ, რომ ვარიომეტრის გრეხითი სისტემის მახლობლად არსებობს Δm ჭარბი მასის მქონე გეოლოგიური სხეული, რომელიც ქმნის ანომალიურ გრავიტაციულ ველს. მოვათავსოთ კოორდინატთა სათავე გრეხითი სისტემის სიმძიმის ცენტრში. x ღერძი მივმართოთ უღლის ღერძის პარალელურად, y ღერძი მის პერპენდიკულარულად, ხოლო z ღერძი — ვერტიკალურად ქვემოთ. g_1 და g_2 ველის დაძაბულობა გრეხითი სისტემის ტვირთებზე სხვადასხვაგვარი იქნება. g_1 და g_2 ძალები კოორდინატთა ღერძის მიმართულებით დავშალოთ x ღერძის გასწვრივ g_{x_1} და g_{x_2} მდგენელებად, ხოლო z ღერძის გასწვრივ g_{z_1} და g_{z_2} მდგენელებად. ადვილად მივხვდებით, რომ ისინი სისტემაზე საგრძნობ მოქმედებას ვერ მოახდენს, რადგან g_{x_1} და g_{x_2} მოქმედებს უღლის გასწვრივ და ცდილობს შეკუმშოს ან გაჭი-

მოს იგი, ხოლო g_{z_1} და g_{z_2} იწვევს უღლის უმნიშვნელო დახრას. მბრუნავ სისტემაზე ძირითად მოქმედებას ახდენს y ღერძის გასწვრივ მოქმედი g_{y_1} და g_{y_2} მდგენელები, რომლებიც, როგორც წყვილი ძალა, საკიდი ძაფის დაგრეხით ცდილობს სისტემის მობრუნებას იგი, ხოლო Θ კუთხე ძალიან მცირეა და მას აფიქსირებენ სათანადო სპეციალური ოპტიკური მოწყობილობით.



ნახ. 8. სიმძიმის ძალის ჰორიზონტალური გრადიენტის გაზომვის პრინციპული სქემა

ნებისმიერად ორიენტირებული ვარიომეტრისათვის წონასწორობის განტოლებას აქვს შემდეგი სახე:

$$n - n_0 = a(U_{xy}\cos 2\varphi + U_{\Delta}\sin 2\varphi) + b(U_{yz}\cos\varphi - U_{xz}\sin\varphi), \quad \text{(II.2)}$$

სადაც n_i ანათვლებია, რომლებიც შეესაბამება არაერთგვაროვან გრავიტაციულ ველში სისტემის მდებარეობას გარკვეულ აზიმუტებში, a და b — ხელსაწყოს მუდმივები, რომლებიც დამოკიდებულია გრეხითი სისტემის ზომაზე და უღლის ბოლოებში დამაგრებული მასების წონაზე, φ — უღლის ღერძსა და x ღერძს შორის კუთხე, $2U_{xy}$, U_{Δ} — სიმრუდის სიდიდეები, ხოლო U_{xz} და U_{yz} — სიმძიმის ძალის ჰორიზონტალური გრადიენტები.

(II. 2) განტოლებაში ხუთი უცნობია: U_{xy}, U_{yz}, U_{Δ}, $2U_{xy}$ და n_0. მათი განსაზღვრისათვის საკმარისია ანათვალი ავიღოთ ხუთ აზიმუტში, რომლებიც აითვლება x ღერძიდან, ე. ი. 0°, 72°, 144°, 216° და 288°, რომელთაც შეესაბამება ანათვლები: n_1, n_2, n_3, n_4 და n_5. ამგვარად, მიიღება ხუთი განტოლება:

$$n_1 - n_0 = a\left(U_{xy}\cos 0° + \frac{U_{\Delta}}{2}\sin 0°\right) + b(U_{yz}\cos 0° - U_{xz}\sin 0°);$$

$$n_2 - n_0 = n\left(U_{xy}\cos 144° + \frac{U_{\Delta}}{2}\sin 144°\right) + b(U_{yz}\cos 72° - U_{xz}\sin 72°);$$

$$n_3 - n_0 = a\left(U_{xy}\cos 288° = \frac{U_{\Delta}}{2}\sin 288°\right) + b(U_{yz}\cos 144° - U_{xz}\sin 144°);$$

$$n_4 - n_0 = a\left(U_{xy}\cos 432° + \frac{U_{\Delta}}{2}\sin 432°\right) + b(U_{yz}\cos 216° - U_{xz}\sin 216°);$$

$$n_5 - n_0 = a\left(U_{xy}\cos 576° + \frac{U_{\Delta}}{2}\sin 576°\right) + b(U_{yz}\cos 288° - U_{xz}\sin 288°),$$

საიდანაც გამოითვლება: U_{xz}, U_{yz}, $2U_{xy}$, u_{Δ} და U_0 სიდიდეები.

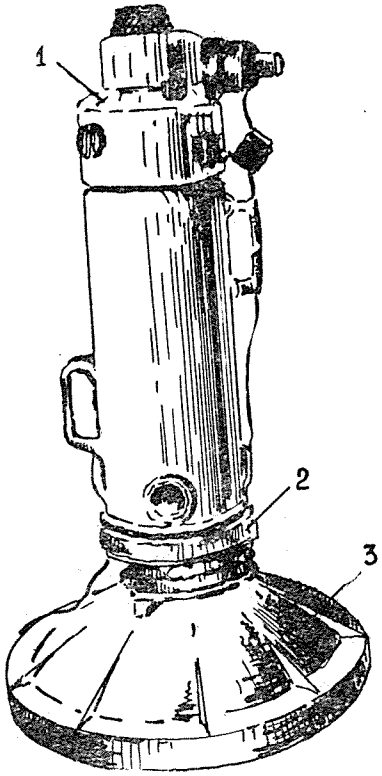
ვარიომეტრების სიზუსტის გაზრდისა და გაზომვის ჩატარების ხანგრძლივობის შემცირების მიზნით იყენებენ ორ გრეხით სისტემას, რომლის დროსაც საკმარისია ანათვალი ავიღოთ სამ აზიმუტში: $\varphi = 0°$, 120° და 240°.

გრავიტაციული გრადიენტომეტრი წარმოადგენს ვარიომეტრის გამარტივებულ მოდელს, რომლის საერთო ხედი ნაჩვენებია ნახ. 9-ზე. ხოლო ჭრილი — ნახ. 10-ზე.

გრავიტაციული გრადიენტომეტრის საშუალებით მხოლოდ U_{xz} და U_{yz} წარმოებულები იზომება. გრადიენტომეტრის წონასწორობის განხოლო ჭრილი — ნახ. 10-ზე.

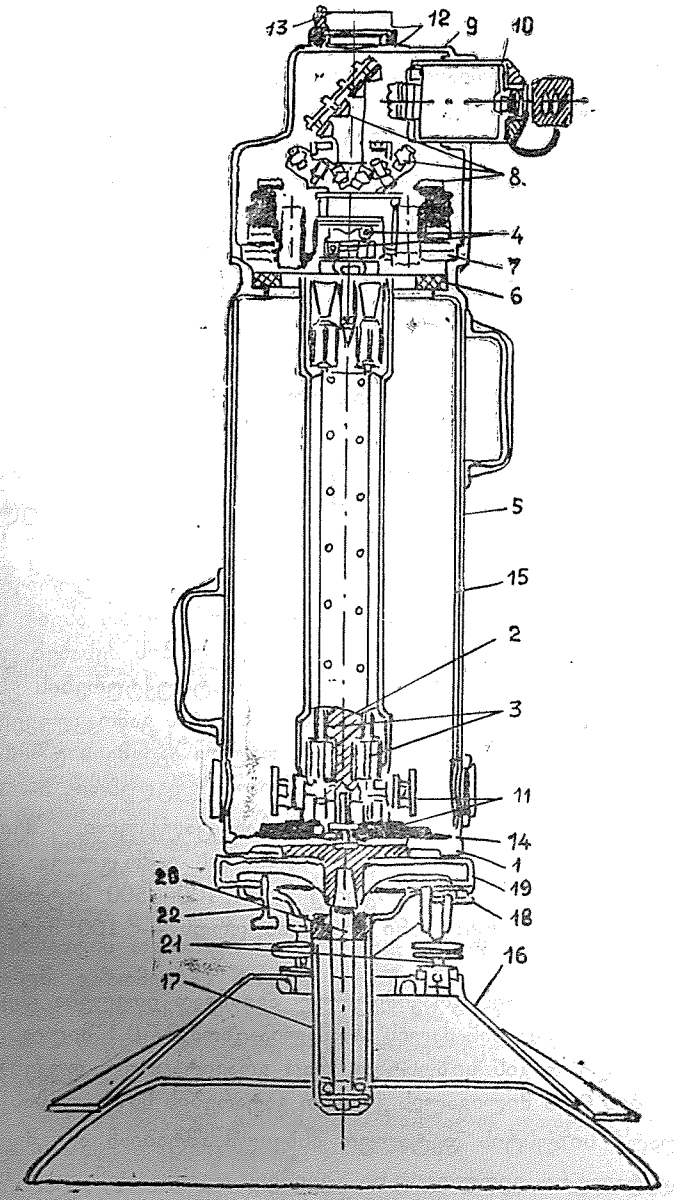
$$n - n_0 = (U_{yz}\cos\varphi + U_{xz}\sin\varphi), \quad \text{(II.3)}$$

საიდანაც ჩანს, რომ გრადიენტომეტრის საშუალებით იზომება გრავიტაციული პოტენციალის ჰორიზონტალური გრადიენტები. გრადიენტომეტრის უღლის დაცხრომის მცირე დრო საშუალებას იძლევა, ვარიომეტრთან შედარებით, შრომის ნაყოფიერება 6—8-ჯერ გაიზარდოს, რაც ფრიად ხელსაყრელია დიდი მოცულობის საველე სამუშაოების



ნახ. 9. „გრბ" ტიპის გრავიტაციული გრადიენტომეტრის საერთო ხედი. 1—ზედა ნაწილი, 3—ხელსაწყოს სადგამი

ჩატარების დროს. გარდა ამისა, გრადიენტომეტრით მუშაობისას ოპე-
რატორს საშუალება აქვს ვიზუალურად აიღოს ანათვალი და U_{xz} და U_{yz}



ნახ. 10. „გრბ" გრადიენტომეტრის ჭრილი. 1—სადგამი, 2—კორპუსი, 3—გრეხითი სასწორი, 4—თარაზოს ხრახნები, 5—გარე კორპუსი, 6—საყრდენ-სარეგულირებელი დისკი, 7—ოპტიკური ფირფიტა, 8—ოპტიკური თავაკის სამონტაჟო სქემა, 9—ოპტიკური თავაკის სახურავი, 10—სამზერი მილი, 11—არეტირი, 12—ლიმბი დიოპტრებით, 13—ბუსოლი, 14—სადგამის თერმოიზოლაცია, 15—კორპუსის თერმოიზოლაცია, 16—ხელსაწყოს საყრდენი, 17—საკისურების სათავსი, 18—აზიმუტური წრე, 19—დაფა, 20—ბრუნვის ღერძი, 21—სანიველირო ხრახნები, 22—აზიმუტური წრის დამაფიქსირებელი ხრახნი

ის მიშვნელობა გამოითვალოს საველე პირობებში. ხელსაწყოს ნაკლია გაზომვის დაბალი სიზუსტე (3—6). 10^{-9} წმ$^{-2}$. ვარიომეტრით გაზომვის სიზუსტე დაახლოებით 2-ჯერ მეტია და შეადგენს (1—3)·10^{-9} წმ$^{-2}$.

გაზომვების საიმედოობისათვის გრადიენტომეტრებში იყენებენ ოთხ გრეხით სისტემას და გაზომვები ტარდება 2—3 აზიმუტში.

ვარიომეტრებსა და გრადიენტომეტრებს ათავსებენ სპეციალურ ჯიხურებში, რომლებიც იცავს მათ ტემპერატურის, ქარის, სინათლისა და სხვა სახის ზემოქმედებისაგან.

§ 9. გრავიმეტრული აგეგმვა

თანამედროვე გრავიმეტრული აგეგმვა გრავიმეტრების საშუალებით სრულდება. დასმული ამოცანის მიხედვით არჩევენ რეგიონულ და დეტალურ გრავიმეტრულ აგეგმვებს.

რეგიონული გრავიმეტრული აგეგმვა დიდი ტერიტორიების სიმძიმის ძალის ანომალიების შესწავლაში მდგომარეობს. ასეთი აგეგმვის შედეგად შეიძლება დედამიწის ქერქის აგებულების შესახებ ცნობების მიღება, დიდი გავრცელების გეოლოგიური სტრუქტურების გამოვლენა და დეტალური გრავიმეტრული და სხვა სახის გამოკვლევებისათვის პერსპექტიული უბნების შერჩევა. რეგიონული აგეგმვის დროს გაზომვის ჩასატარებელ პუნქტებს შორის მანძილი ჩვეულებრივ 5—10 კმ-ია.

დეტალური აგეგმვის დანიშნულებაა ცალკეული, შედარებით მცირე სტრუქტურების ძიება და საბადოების გამოკვლევა. ამ დროს პუნქტებს შორის მანძილი, როგორც წესი, 100—500 მეტრია, ხოლო მაღალი სიზუსტის დეტალური აგეგმვის დროს — 100 მეტრზე ნაკლები.

მაღალი სიზუსტის გრავიმეტრულ აგეგმვად ითვლება ისეთი აგეგმვა, როდესაც სიმძიმის ძალის ანომალია იზომება 0,1 მილიგალისა და უფრო მაღალი რიგის სიზუსტით, რაც გრავიტაციულ რუკებზე იზომება ანომალიების 0,25 მილიგალის კვეთით გატარების საშუალებას იძლევა.

მაღალი სიზუსტის დეტალურ მსხვილმასშტაბიან აგეგმვებს იყენებენ დეტალური გეოლოგიური აგეგმვისათვის, მადნეული სხეულების და ნავთობისა და გაზის საბადოების შემცველი სტრუქტურების ცალკეული ელემენტების გამოვლენისათვის, საძიებო ობიექტების პარამეტრების (მოცულობის, ჩაწოლის სიღრმის, კონტაქტების, დაქანების კუთხეების, სიმკვრივის) განსაზღვრისათვის და სხვ.

გრავიმეტრული აგეგმვა თავისი ხასიათის მიხედვით შეიძლება იყოს პროფილური და ფართობრივი. პროფილური აგეგმვა სრულდება საძიებო-სარეკოგნოსცირებო სამუშაოების დროს.

გრავიმეტრული აგეგმვების ძირითადი სახეა ფართობრივი აგეგმვა, რომლის დროსაც მთელი გამოსაკვლევი რაიონი მეტ-ნაკლებად თანაბარი გრავიმეტრული ქსელით იფარება.

პუნქტების სიხშირე და მათ შორის მანძილი დამოკიდებულია აგეგმვის მასშტაბზე, შესასწავლი უბნის სიმძიმის ძალის ველის ხასიათზე, საძიებო გეოლოგიური ობიექტის მოსალოდნელ ზომებსა და ჩაწოლის სიღრმეზე. გაზომვების ბიჯი საძიებო სტრუქტურების ან სასარგებლო წიაღისეული ბუდობების მოსალოდნელ ზომებსა და სავარაუდო სიღრმეზე 1,5—3-ჯერ ნაკლები უნდა იყოს.

გრავიმეტრებით აგეგმვის დროს ყველა წერტილში იზომება სიმძიმის ძალის ფარდობითი მნიშვნელობა საკვლევი რაიონისათვის შექმნილ საყრდენ პუნქტთან შედარებით. სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობა ყოველ წერტილში შეიძლება მიღებულ იქნეს საყრდენ პუნქტში სიმძიმის ძალის აბსოლუტური მნიშვნელობისა და მოცემულ პუნქტში სიმძიმის ძალის ფარდობითი მნიშვნელობის ალგებრული შეკრებით.

საყრდენ პუნქტებს შესასწავლ ფართობზე მეტ-ნაკლებად თანაბრად ანაწილებენ, რომელთა რაოდენობა რიგითი პუნქტების რაოდენობაზე დაახლოებით 10-ჯერ ნაკლებია. საყრდენი ბადე უნდა გამოირჩეოდეს სიმძიმის ძალის მნიშვნელობების მაღალი სიზუსტით. ეს მიიღწევა მაღალი სიზუსტის გრავიმეტრების ერთდროული და რაც შეიძლება მოკლე დროში წარმოებული გაზომვებით, რისთვისაც გადაადგილებისათვის თვითმფრინავებს, შვეულმფრენებს ან ავტომანქანებს იყენებენ. გაზომვების მოკლე დროში შესრულება ამცირებს გრავიმეტრების ნულპუნქტის სვლის გავლენას. გაზომვებს იწყებენ და ამთავრებენ საწყის პუნქტში, რაც აუცილებელია ნულპუნქტის სვლის გამოსაანგარიშებლად.

საყრდენი ქსელის გაზომვების საშუალო კვადრატულ ცდომილებას ანგარიშობენ ფორმულით

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{\Sigma\delta^2}{2(m-n)}}, \qquad (II.4)$$

სადაც δ სიმძიმის ძალის ცდომილებაა პუნქტებში (პირველი და განმეორებითი საკონტროლო გაზომვის სხვაობა), m — გაზომვების სა-

ერთო რიცხვი (საკონტროლოს ჩათვლით), n — საყრდენი პუნქტების რაოდენობა.

რიგითი გაზომვები გრავიმეტრებით ერთჯერადად სრულდება, უკან დაბრუნებისას — ზოგიერთ წერტილში განმეორებით. ერთჯერადი გაზომვების დროს მარშრუტი, როგორც წესი, ერთდღიანია და იწყება საყრდენ პუნქტზე, შემდეგ — წინასწარ შერჩეულ რიგით პუნქტებში და ბოლოს უკან დაბრუნებისას საყრდენ პუნქტზე განმეორებით იღებენ ანათვალს.

საყრდენ პუნქტში გაზომვების განმეორებითი ჩატარება საშუალებას იძლევა მარშრუტის რიგით პუნქტებში ამაღლდეს გაზომვების სიზუსტე და გამოირიცხოს გრავიმეტრის ნულპუნქტის სვლის გავლენა.

აგეგმვის სიზუსტის შეფასებისათვის იყენებენ რიგით წერტილებზე საკონტროლო და განმეორებითი გაზომვების მონაცემებს.

გრავიმეტრული აგეგმვისას არსებითია ტოპოგეოდეზიური სამუშაოების ჩატარება. გრავიმეტრული მონაცემების დამუშავების დროს სიმძიმის ძალის რედუქციისათვის, სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის განსაზღვრისა და შედეგების რუკაზე დატანისათვის საჭიროა პუნქტების კოორდინატების — აბსოლუტური სიმაღლის, განედისა და გრძედის ცოდნა.

გრავიმეტრული აგეგმვის შედეგებს გამოსახავენ სიმძიმის ძალის ანომალიების რუკებისა და გრაფიკების სახით. გრავიმეტრული რუკა დგება ანომალიების თანაბარი მნიშვნელობის მქონე წერტილების შეერთებით, ხოლო პროფილის გასწვრივ გრაფიკების შედგენისას ჰორიზონტალურ ღერძზე გადაიზომება პუნქტებს შორის მანძილები, ხოლო ვერტიკალურზე — სიმძიმის ძალის ანომალიის მნიშვნელობები.

§ 10. ვარიომეტრული აგეგმვა

მადნეული სხეულების, მარილიანი გუმბათების, ნასხლეტებისა და სხვა ლოკალურ არაერთგვაროვნებათა გამოვლენისათვის უფრო ხშირად იყენებენ ვარიომეტრულ აგეგმვას, რომლის დროსაც სიმძიმის ძალის პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულები, როგორც აღვნიშნეთ, იზომება ვარიომეტრებითა და გრადიენტომეტრებით.

ვარიომეტრული აგეგმვა გაზომვის მაღალი სიზუსტის გამო საჭიროებს რელიეფის გავლენის მაღალი სიზუსტით გამორიცხვას, რისთვისაც პუნქტების გარშემო ახდენენ ნიველირებას 100 მ-ის რადიუსის ფარგლებში. გრადიენტომეტრებით მუშაობის დროს მარტივი რელიეფის შემთხვევაში ნიველირების რადიუსი იფარგლება 5—10 მეტრით, ხოლო რთული რელიეფის შემთხვევაში ნიველირება რეკომენდებულია შესრულდეს 14—18 მეტრი რადიუსის ფარგლებში. ნიველირების საწყისი სხივის მიმართულება უნდა ემთხვეოდეს ხელსაწყოს ორიენტირების მიმართულებას.

გაზომვის წერტილების სიხშირე დამოკიდებულია აგეგმვის მაშტაბზე, საძიებო სხეულების ზომებსა და მათი ჩაწოლის სიღრმეზე. ამასთან დაკავშირებით პუნქტებს შორის მანძილი შეიძლება იცვლებოდეს 5—100 მ-ის ფარგლებში.

ზოგჯერ დეტალური საძიებო ამოცანების გადაწყვეტისას გრადიენტომეტრული და ვარიომეტრული აგეგმვები შეიძლება შესრულდეს ერთდროულად როგორც ფართობრივი, ასევე პროფილური ვარიანტით. ფართობრივ აგეგმვის დროს პუნქტებს შორის მანძილს პროფილებზე ირჩევენ ისე, რომ გრადიენტის ცვლილება იყოს წრფივი.

აგეგმვის ხარისხის შეფასებისათვის, ტარდება საკონტროლო გაზომვები პუნქტების საერთო რაოდენობის 5—10%-ის ფარგლებში.

მიზიდულობის პოტენციალის U_{xz}, U_{yz} და სხვა მეორე რიგის წარმოებულების გაზომილი მნიშვნელობებიდან დედამიწის სფეროიდის მეორე რიგის წარმოებულის ნორმალური მნიშვნელობის გამორიცხვით გამოითვლება მათი ანომალიური მნიშვნელობები.

ვარიომეტრული აგეგმვის შედეგები გამოისახება სრული ჰორიზონტალური გრადიენტის $G=\frac{\partial g}{\partial s}$ ვექტორის და ექვიპოტენციური ზედაპირის სიმრუდის რადიუსის განაწილების რუკებისა და გრაფიკების სახით.

§ 11. გრავიმეტრიული მონაცემების მანქანური დამუშავება

ამჟამად არსებულ პროგრამულ ელექტრონულ-გამომთვლელ მანქანებს (ემმ) სხვადასხვა სახის შრომატევადი რიცხვითი ამოცანების ამოხსნის დიდი შესაძლებლობა გააჩნია. ზოგიერთ მათგანს აქვს მეტად ტევადი ოპერატიული დასამახსოვრებელი მოწყობილობა, მახსოვრობის დინამიკური განაწილებით, რაც რიცხვთა მასივების ოპერირების საშუალებას იძლევა. მასივების დასამუშავებლად გამოიყენება ქვეპროგრამირების პაკეტები.

მანქანაში ინფორმაციის შეტანა და გამოტანა შესაძლებელია სხვადასხვა მოწყობილობის საშუალებით, როგორიცაა, კლავიატურა, ინფორმაციის მაგნიტური მატარებლები (დისკები, მაგნიტური ფირები), საბეჭდი მოწყობილობები, გრაფიკების ამგებები და დისპლეები.

ამჟამად მეცნიერებისა და გამოყენებითი დარგების თითქმის ყველა სფეროში ფართოდ ინერგება გამოთვლითი ტექნიკის უახლესი საშუალებები პერსონალური გამოთვლითი მანქანების (პერსონალური კომპიუტერი) სახით. პერსონალური კომპიუტერები კომპაქტურობასთან ერთად გამოირჩევა მათემატიკური და სერვისული შესაძლებლობების მაღალი დონით, საიმედო მუშაობით. სერვისული საშუალებების სიმარტივე შესაძლებელს ხდის ნებისმიერი მომხმარებლის მიერ, მცირე სათანადო მომზადების შემდეგ ადვილად იქნეს ათვისებული და გამოყენებული თავისი ყოველდღიური პროფესიული სამუშაოების შესასრულებლად. პერსონალური კომპიუტერების შესაძლებლობებიდან გამომდინარე, ისინი შეიძლება გამოიყენონ მონაცემების დამუშავების პირველსავე ეტაპზე, უშუალოდ საველე სამუშაოების პროცესში, რაც საგრძნობლად ამაღლებს შრომის ნაყოფიერებას, აუმჯობესებს გამოთვლებისა და თვით საველე სამუშაოების ჩატარების ხარისხს.

ამჟამად საწარმოო გეოფიზიკური ორგანიზაციები ფართოდ იყენებენ ელექტრონულ მანქანებს. მათი საშუალებით შესაძლებელი ხდება გრავიტაციული ველის დაძაბულობის გაზომილი და ნორმალური გრავიტაციული ველის მნიშვნელობებისა და სხვადასხვა სახის ანომალიების ერთდროული გამოთვლა.

ეგმ-ის საშუალებით შეიძლება აპროქსიმაციის ამოცანის გადაწყვეტა უმცირესი კვადრატების მეთოდით, რაც, მაგალითად, აუცილებელია მანქანური წესით გრავიმეტრიული რუკების შედგენის დროს. შეიძლება შესრულდეს, აგრეთვე, გრავიტაციული ველის ანალიზი, მისი სხვადასხვა სახის ტრანსფორმაციები, გეოდეზიური ამოცანების ამოხსნა, როგორიცაა, მაგალითად, ნიველირების შედეგების დამუშავება, მართკუთხა კოორდინატების გადათვლა გეოგრაფიულში და პირიქით, და სხვა სახის გამოთვლები.

ეგმ-ის გამოყენებით წარმატებით სრულდება გრავიმეტრიის შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის (ლითოსფეროს) აგებულების შესასწავლად. ამისათვის შედგენილია სპეციალური პროგრამები, სათანადო გეოლოგიურ-გეოფიზიკური პარამეტრების საწყისი ინფორმაციის შერჩევის საფუძველზე, პირდაპირი

ამოცანის ამოხსნის გზით ხდება ლითოსფეროს გრავიტაციული მოდელის აგება.

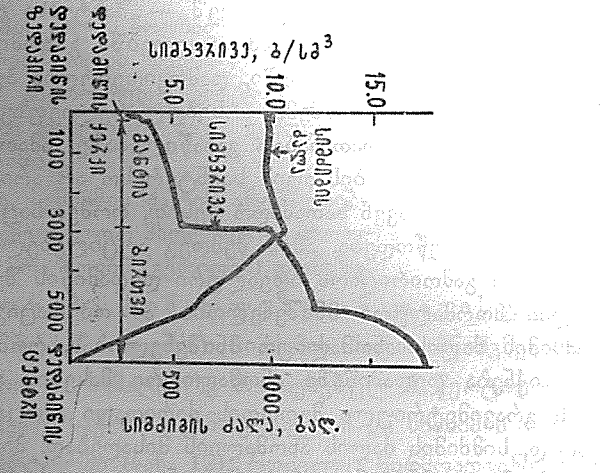
საველე პირობებში პერსონალური კომპიუტერები შესაძლებლობას იძლევა საჭირო შემთხვევაში დროულად შეიცვალოს პროფილების მიმართულება და აგეგმვის პარამეტრები, რაც განსაკუთრებით საჭიროა გრავიმეტრული და ვარიომეტრული აგეგმვებისა და სხვა გეოფიზიკური მეთოდების შედეგების კომპლექსური გამოყენების დროს.

თავი III

დედამიწის გრავიტაციული ველი

§ 12. სიმძიმის ძალა დედამიწის შიგნით

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის ზოგიერთი ამოცანის გადაწყვეტის დროს საჭიროა ვიცოდეთ სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა არა მარტო დედამიწის ზედაპირზე და მის გარე სივრცეში, არამედ დედამიწის შიგნითაც. კერძოდ, მისი გათვალისწინება აუცილებელია ჭაბურღილებში ან შახტებში გრავიმეტრიული გაზომვების შედეგების დამუშავების დროს.



ნახ. 11. სიმძიმის ძალისა და სიმკვრივის ცვლილების გრაფიკები დედამიწის შიგნით (ტ. ცუბოის მიხედვით)

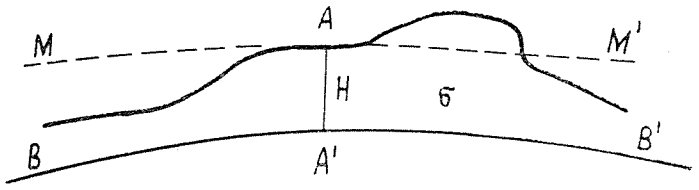
სიმარტივისათვის დავუშვათ, რომ დედამიწა იდეალური სფეროა და უგულებელვყოთ მისი ბრუნვითი მოძრაობა. დავუშვათ აგრეთვე, რომ სიმკვრივის განაწილება ასეთი დედამიწის შიგნით ემორჩილება სფერულ სიმეტრიას. ასეთი დაშვებისას, ბუნებრივია, სიმძიმის ძალის მიმართულება დაემთხვეოდა მიზიდულობის ძალის მიმართულებას. მაგრამ სიმკვრივის რეალური განაწილების სურათი დედამიწაში, როგორც ეს სეისმური ტალღების გავრცელების მიხედვით მე-11 ნახაზზეა წარმოდგენილი, განსხვავებულია აღნიშნული მოდელისაგან.

ავსტრალიელმა მეცნიერმა კ. ბულენმა 1953 წ. წარმოადგინა სიღრმის მიხედვით სიმძიმის ძალის ცვლილების სურათი. დედამიწის სიმკვრივე მუდმივი რომ ყოფილიყო, მაშინ მიზიდულობის ძალა სიღრმის მიხედვით უნდა შემცირებულიყო, მაგრამ იმის გამო, რომ დედამიწის სიმკვრივე არ არის მუდმივი, ამიტომ სიღრმის მიხედვით სიმკვრივის ზრდის შედეგად, სიმძიმის ძალა 2500 კმ სიღრმემდე პრაქტიკულად უცვლელი რჩება, შემდგომ კი იგი იზრდება და 3000 კმ სიღრმეზე აღწევს მაქსიმალურ მნიშვნელობას — 1000 გლ, ხოლო უფრო ქვემოთ ცენტრისაკენ, შემდგომი გადაადგილების შესაბამისად, მცირდება და ცენტრში ნულს უტოლდება.

§ 13. სიმძიმის ძალის რედუქციები

სიმძიმის ძალა ჩვეულებრივ იზომება დედამიწის ფიზიკურ ზედაპირზე, ზოგ შემთხვევაში კი მიწის ქვეშ — შახტებსა და ჭაბურღილებში და ზოგჯერ წყალქვეშაც. ამ ადგილებში გაზომილი სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა, პირველ რიგში, დამოკიდებულია პუნქტის სიმაღლეზე ან სიღრმეზე, მის გარშემო არსებულ რელიეფზე და დედამიწის ქერქში სიმკვრივის არათანაბარ განაწილებაზე. ამათგან პირველი ორი ეფექტი ძიების მიზნებისათვის საინტერესო არ არის და ამიტომ მას წინასწარ გამორიცხავენ სათანადო წესით, რომელსაც სიმძიმის ძალის რ ე დ უ ქ ც ი ა ეწოდება. ამის შემდეგ აუცილებელია გაზომილი სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობა. ამ ოპერაციებით ვღებულობთ სიმძიმის ძალის ანომალიურ მნიშვნელობას, რომელიც განპირობებული იქნება დედამიწაში ანომალიური მასების განაწილებით, რაც ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის ძირითადი ამოცანაა.

ამგვარად, სიმძიმის ძალის ანომალიის მისაღებად, პირველ რიგში, საჭიროა გაზომილი მნიშვნელობის მიყვანა გეოიდის ზედაპირზე ან სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის მიყვანა დედამიწის ფიზიკურ ზედაპირზე. ორივე გზა საჭიროებს ზღვის დონიდან გაზომვის პუნქტის სიმაღლის ცოდნას. ასეთი სახის ოპერაციას ს ი მ ძ ი მ ი ს ძ ა ლ ი ს ს ი მ ა ღ ლ ე ზ ე რ ე დ უ ქ ც ი ა ეწოდება.



ნახ. 12. სიმაღლესა და შუალედურ შრეზე შესწორებების გამოსათვლელი საილუსტრაციო სქემა

სიმძიმის ძალის ცვლილება A და A' წერტილებს შორის (ნახ. 12) უცნობია, ვინაიდან ცნობილი არ არის დედამიწაში მასების ჭეშმარიტი განაწილება, რომელზედაც დიდად არის დამოკიდებული სიმძიმის ძალის გაზომილი მნიშვნელობა და ამიტომ, სიმძიმის ძალის A წერტილიდან A' წერტილამდე რედუქცირება, როგორც ამას ადრე მიმართავდნენ, არ არის გამართლებული. სიმძიმის ძალის ნორმალური ველის ცვლილება კი სიმაღლის მიხედვით ცნობილია, ამიტომ მიზანშეწონილია სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობის რედუქცირება ნორმალური ელიფსოიდის ზედაპირიდან დედამიწის დღიურ ზედაპირზე (რელიეფზე). ასეთი რედუქცია მოსახერხებელია, აგრეთვე, სხვადასხვა გეოლოგიური ფაქტორის მიერ გამოწვეული ანომალიების გაშიფვრის თვალსაზრისითაც.

ამრიგად, სიმძიმის ძალის ანომალიები (გრავიტაციული ანომალიები) უნდა განვიხილოთ მხოლოდ და მხოლოდ დედამიწის ფიზიკურ ზედაპირზე და არა ზღვის (გეოიდის) დონეზე.

შ ე ს წ ო რ ე ბ ა ს ი მ ა ღ ლ ე ზ ე ან თ ა ვ ი ს უ ფ ა ლ ჰ ა ე რ ზ ე (ფ ა ი ს შ ე ს წ ო რ ე ბ ა). სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა დედამიწის ზედაპირის H სიმაღლეზე მოთავსებულ A წერტილში აღვნიშნოთ g_H-ით. ვთქვათ, საჭიროა გამოვთვალოთ g_0 სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა A' წერტილში (ნახ. 12), რომელიც წარმოადგენს A წერტილის გეგმილს ზღვის დონეზე. თუ დავუშვებთ, რომ დედამიწა R რადიუ-

სისა და M მასის მქონე სფეროა, ხოლო A წერტილი დედამიწის ცენტრიდან დაშორებულია $R+H$ მანძილით და მხედველობაში არ მიეღებთ, აგრეთვე, ცენტრიდანულ ძალას, მაშინ შეიძლება დაიწეროს

$$g_0=f\frac{M}{R^2} \quad \text{და} \quad g_H=f\frac{M}{(R+H)^2},$$

რომელთა სხვაობა მოგვცემს

$$g_0-g_H=f\frac{M}{R^2}\left[1-\left(1+\frac{H}{R}\right)^{-2}\right].$$

იმის გამო, რომ $H\ll R$, $\frac{H}{R}$ მცირე სიდიდეა და მის გაშლაში თუ შევინარჩუნებთ მხოლოდ პირველი ხარისხის წევრებს, მივიღებთ

$$g_0-g_H=\delta g_H=f\frac{M}{R^2}\left[1-\left(1-\frac{2H}{R}+\ldots\right)\right],$$

ან საბოლოოდ

$$\delta g_H=2\frac{g_0}{R}H.$$

თუ ამ ფორმულაში შევიტანთ $g_0=979{,}7$ გალს და $R=6371200$ მ მნიშვნელობებს, მაშინ

$$\delta g_{\text{ფ}}=0{,}3036\,H \text{ მგლ.} \qquad \text{(III.1)}$$

ამგვარად, შესწორება ყოველ 1 მ სიმაღლეზე ან სიმძიმის ძალის ვერტიკალური გრადიენტი 0,3086 მგლ-ის ტოლია და მას უწოდებენ სიმაღლეზე შესწორებას ან შესწორებას „თავისუფალ ჰაერზე“, ან ფაის შესწორებას (ცნობილი ფრანგი მეცნიერის ფაის პატივსაცემად).

ამ შესწორებით შესაძლებელია ელიფსოიდის ზედაპირისათვის გათვლილი სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობა გადავიტანოთ დედამიწის დღიური ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში γ_H (H სიმაღლეზე) $=\gamma_0$ (ელიფსოიდზე) — 0,3986 H. აქ H იმ წერტილის სიმაღლეა, სადაც გვინდა γ_0 მნიშვნელობის გამოთვლა.

ბ უ გ ე ს შ ე ს წ ო რ ე ბ ა. ბუგეს შესწორება გულისხმობს ფაის რედუქციის დროს უგულებელყოფილი გაზომვის წერტილზე გამავალ MM' სიბრტყესა და გეოიდის BB' ზედაპირს შორის არსებული H სისქისა და σ სიმკვრივის მქონე უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური შრის გრავიტაციული ეფექტის გამოთვლას (ნახ. 12) ფორმულით

$$\delta g=2\pi f\sigma H.$$

თუ ამ ფორმულაში შევიტანთ π და f-ის მუდმივების შესაბამის მნიშვნელობებს და H-ს გამოვსახავთ მეტრებში, მაშინ შუალედური შრის გავლენას მივიღებთ მილიგალებში

$$\delta g=0{,}0418\sigma H \text{ მგლ.} \qquad \text{(III.2)}$$

სიმძიმის ძალის ნორმალურ მნიშვნელობაში ფაის შესწორება შეაქვთ უარყოფითი ნიშნით, ვინაიდან ელიფსოიდის ზედაპირიდან სიმაღლეზე გადატანის დროს სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა მცირდება, ხოლო შესწორება შუალედურ შრეზე შეაქვთ დადებითი ნიშნით, რადგანაც ამ ფენის არსებობა ზრდის დედამიწის მასას და, აქედან გამომდინარე, სიმძიმის ძალის მნიშვნელობასაც. H სიმაღლეზე და შუალედურ შრეზე შესწორების ჯამი ცნობილია ფრანგი მეცნიერის ბუგეს შესწორების სახელწოდებით და გამოითვლება ფორმულით

$$\delta g_{\text{ბ}}=-0{,}3086H+0{,}0418\sigma H. \qquad \text{(III.3)}$$

რ ე ლ ი ე ფ ი ს გ ა ვ ლ ე ნ ი ს შ ე ს წ ო რ ე ბ ა (ტოპოგრაფიული შესწორება). შუალედურ შრეზე შესწორების განსაზღვრისას დედამიწის რელიეფს ვთვლით ჰორიზონტალურ სიბრტყედ. თუ პუნქტის გარშემო დედამიწის ზედაპირს აქვს საგრძნობი უსწორმასწოროება, მაშინ შეაქვთ რელიეფზე შესწორება. ეს შესწორება ყოველთვის დადებითია, რადგანაც გაზომვის ჩასატარებელი პუნქტის დონიდან რელიეფის როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი გადახრები ამცირებს სიმძიმის ძალის მნიშვნელობას, რაც კარგად ჩანს მე-13 ნახაზზე. ეს გამოწვეულია იმით, რომ პუნქტის ზემოთ განლაგებული მასების მიზიდულობა, რომელთა სიმძიმის ცენტრი B წერტილშია, მიმართულია AB წრფის გასწვრივ და მისი შესაბამისი ვერტიკალური მდგენელი — ზევით. ამგვარ მოქმედებას იწვევს, აგრეთვე, A წერტილში პუნქტის დონის ქვემოთ მასების დეფიციტი (ნახ. 13).

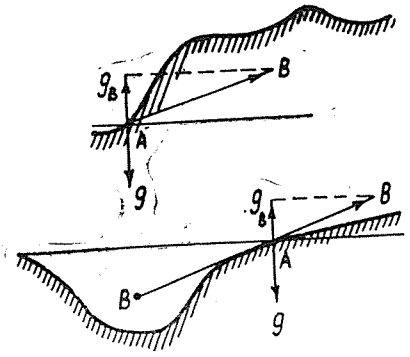
რელიეფზე შესწორების გათვალისწინებით პუნქტის გარშემო სწორდება რელიეფი გარკვეულ რადიუსში და შესაბამისად ზუსტდება ბუგეს შესწორება.

რელიეფის გავლენის შესწორების გამოსათვლელად, როგორც წესი, აღგილმდებარეობას, რომელიც გარს აკრავს გაზომვის ჩატარების

პუნქტს გარკვეულ რადიუსში, წარმოიდგენენ კონცენტრულ სექტორებად (ნახ. 14), რომელთა გრავიტაციული ეფექტი შეიძლება გამოთვლილ იქნეს ფორმულით

$$\frac{2\pi f\sigma}{m}\left(\sqrt{a_{i+1}^2+H^2}-\sqrt{a_i^2+H^2}-a_{i+1}+a_i\right), \qquad \text{(III.4)}$$

თითოეული რგოლური სექტორის H სიმაღლე რელიეფის საშუალო სიმაღლეა, აღებული სექტორის ფარგლებში, ხოლო რელიეფის სრუ-



ნახ. 13. რელიეფის გავლენის საილუსტრაციო სქემა

ლი δg_H ეფექტი უნდა გამოვითვალოთ, როგორც ყველა ამ ცალკეული კონცენტრული სექტორის გავლენათა ჯამი

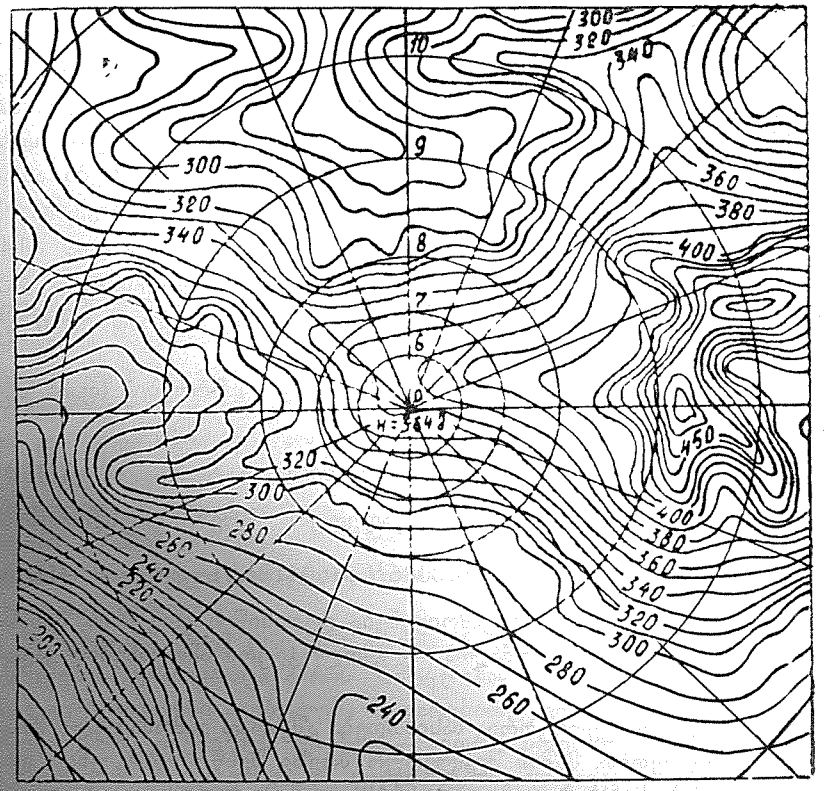
$$\delta g_H=\frac{2\pi f\sigma}{m}\sum_{j=0}^{m}\sum_{i=0}^{n}\left(\sqrt{a_{j,i+1}^2+H_j^2}-\right.$$

$$\left.-\sqrt{a_{j,i}^2+H_j^2}+a_{j,i+1}-a_{j,i}\right), \qquad \text{(III.5)}$$

სადაც m არის კონცენტრული სექტორების რაოდენობა (რადიუსების რიცხვი); n — კონცენტრული წრეების რიცხვი; H — რელიეფის საშუალო სიმაღლე რგოლური სექტორის ფარგლებში; a_i — კონცენტრული წრეების რადიუსები; σ — რელიეფის შემადგენელი ქანების სიმკვრივე.

პრაქტიკულად, გაზომვის პუნქტის გარშემო რელიეფზე შესწორებას გამოითვლიან ლუკავჩენკოს, ბერიოზკინისა და სხვათა ნომოგრამებისა თუ პალეტების საშუალებით, რაც ამარტივებს გამოთვლების პროცესს.

პ რ ე ი-პ უ ა ნ კ ა რ ე ს რ ე დ უ ქ ც ი ა. პრეი-პუანკარეს რედუქციას მიმართავენ მიწის ქვეშ (მაგალითად, შახტებში) ან წყალქვეშ გაზომვის მნიშვნელობის ხმელეთის ან წყლის ზედაპირზე მისაყვანად,



ნახ. 14. სიმძიმის ძალაზე რელიეფის გავლენის შესწორების გამოსათვლელი პალეტი (პ. ლუკავჩენკოს მიხედვით)

ე. ი. იმ მასების გრავიტაციული ეფექტის გასათვალისწინებლად, რომლის ქვემოთაც ჩატარდა გაზომვა. ასეთი რედუქციის დროს გაზომვის წერტილის ზემოთ არსებული მასების მიზიდულობა მის ქვემოთ მდებარე შრის მიზიდულობას ემატება და რიცხობრივად ზედა შრის მი-

ზიდულობის გაორკეცებული მნიშვნელობის ტოლია. შესწორება ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$\Delta g_{ბა} = \Delta g_{ბ} + 0{,}3086\,H - 2\ 0{,}0418\sigma H. \qquad \text{(III.6)}$$

§ 14. სიმძიმის ძალის ანომალიები

დედამიწა რომ ერთგვაროვანი სიმკვრივის ყოფილიყო, მაშინ ზღვის დონეზე ნებისმიერ წერტილში გაზომილი სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა დაემთხვეოდა თეორიულად გამოთვლილ γ_0-ის მნიშვნელობას. ვინაიდან სინამდვილეში დედამიწა შედგება არაერთგვაროვანი სიმკვრივის მქონე ფენებისაგან, ამიტომ მის ზედაპირზე მიიღება ანომალიები, რომლებიც სიმძიმის ძალის რედუცირებული (მიყვანილი) და ნორმალური მნიშვნელობების $\Delta g = g_ბ - \gamma_0$ სხვაობის ტოლია. იმის შესაბამისად, თუ რომელ შესწორებას (რედუქციას) გამოვიყენებთ, მიიღება ფაის, ბუგეს, ტოპოგრაფიული (არასრულტოპოგრაფიული) ან პრეი-პუანკარეს ანომალიები.

ფ ა ი ს ა ნ ო მ ა ლ ი ა მიიღება სიმაღლეზე შესწორების (ფაის შესწორების) გათვალისწინებით

$$\Delta g_ფ = g_ბ - (\gamma_0 - 0{,}3086H), \qquad \text{(III.7)}$$

ბ უ გ ე ს ა ნ ო მ ა ლ ი ა — შუალედურ შრეზე შესწორებით

$$\Delta g_ბ = g_ბ - (\gamma_0 - 0{,}3086H + 0{,}0418\sigma H). \qquad \text{(III.8)}$$

ფაის ანომალია ძირითადად გამოიყენება დედამიწის ფიგურის შესასწავლად, ხოლო ბუგეს ანომალია — გეოლოგიური ამოცანების გადაწყვეტად.

თუ საკვლევი ტერიტორია ხასიათდება აშკარად გამოხატული მთაგორიანი რელიეფით, მაშინ შუალედურ შრეზე შესწორებას უნდა დაემატოს გაზომვის ჩასატარებელ პუნქტს გარშემო გარკვეულ რადიუსში არსებული რელიეფის გავლენის შესწორებაც ($\Delta g_ტ$). ასეთი წესით მიღებულ ანომალიას ა რ ა ს რ უ ლ ი ტ ო პ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი ა ნ ო მ ა ლ ი ა ეწოდება და გამოითვლება ფორმულით

$$\Delta g_{აბ} = g_ბ - (\gamma_0 - 0{,}3086H + 0{,}0418\sigma H + \Delta g_{II}), \qquad \text{(III.9)}$$

ს რ უ ლ ი ტ ო პ ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი კი ეწოდება ისეთ ანომალიას, როდესაც გაზომვის პუნქტის გარშემო რელიეფის გავლენის შესწორება მხედველობაში მიიღება მთელი დედამიწის ტოპოგრაფიული მასებისათვის.

პ რ ე ი-პ უ ა ნ კ ა რ ე ს ა ნ ო მ ა ლ ი ა, რომელიც ძირითადად მიწისქვეშა და წყლისქვეშა გრავიმეტრიული სამუშაოების დროს გამოიყენება, გამოითვლება ფორმულით

$$\Delta g_{პა} = g_ბ - (\gamma_0 - 0{,}3086H + 2 \cdot 0{,}0418\sigma H). \qquad \text{(III.10)}$$

თ ა ვ ი IV

გრავიმეტრიული მონაცემების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის საფუძვლები

გრავიმეტრიული მონაცემების გეოლოგიური ინტერპრეტაცია სრულდება გრავიმეტრიის შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის გზით. ამ ამოცანის დედაარსი მდგომარეობს გრავიტაციული ველის მიხედვით საკვლევი რაიონის გეოლოგიური აღნაგობის დადგენაში. საზოგადოდ, შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის შედეგები არაცალსახაა, რადგანაც ერთი და იგივე ანომალია შეიძლება განპირობებული იყოს სხვადასხვა გეოლოგიური ობიექტით. ამის გამო შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის საიმედოობის გაზრდის მიზნით აუცილებელია ვიცოდეთ მოცემული რაიონის შესახებ არსებული გეოლოგიური და სხვა გეოფიზიკური მეთოდებით მიღებული დამატებითი მონაცემები და ქანების პეტროფიზიკური პარამეტრები.

ბუნებრივია, რომ სიმძიმის ძალის ანომალიისა და გეოლოგიური აგებულების ურთიერთკავშირის გამოვლენას იწყებენ იმ უბნებიდან, სადაც გეოლოგიური აგებულება შედარებით უფრო მარტივია და აღნიშნული მონაცემები მის შესახებ — უფრო სრული და დამაჯერებელი. შემდგომ შეუდგებიან იმ ფართობების შესწავლას, სადაც გეოლოგიური აგებულება ნაკლებად არის შესწავლილი.

გრავიმეტრიული მონაცემების ინტერპრეტაციის საწყისი მასალაა Δg ანომალიის რუკები და შესაბამისი გრაფიკები, გეოლოგიური რუკები და ჭრილები, ბურღვის შედეგად მიღებული მასალები, ქანების ფიზიკური თვისებების, პირველ რიგში, სიმკვრივის შესწავლის შედეგები და სხვა გეოფიზიკური მეთოდებით მიღებული შედეგები.

გრავიმეტრიული მონაცემების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის დროს, სხვადასხვა გეოფიზიკური მეთოდით მიღებული მასალების კომ-

პლექსური გამოყენება შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის ცალსახობის საშუალებას იძლევა და მნიშვნელოვნად ზრდის კომპლექსში შემავალი ცალკეული გეოფიზიკური მეთოდით მიღებული შედეგების ინფორმატულობას.

ინტერპრეტაციის პროცესი იყოფა სამ ძირითად ეტაპად: მიღებული მასალების ხარისხობრივი შეფასება, ლოკალური ანომალიების გამოყოფა და ოდენობითი ინტერპრეტაციის ჩატარება.

ხარისხობრივი ინტერპრეტაცია გულისხმობს გრავიტაციული ველის მორფოლოგიის ვიზუალური ანალიზის საფუძველზე ანომალიის გამომწვევი ობიექტის გეოლოგიური ბუნებისა და სივრცეში მისი მდებარეობის გამოვლენას. ხარისხობრივი ინტერპრეტაცია, როგორც წესი, ანალოგიის მეთოდს, ე. ი. გეოლოგიურად და სხვა გეოფიზიკური მეთოდების მონაცემებით დადგენილი ობიექტის შესაბამისი გრავიტაციული ველის სურათის მიხედვით, სხვა უბანზე მისი მსგავსი ანომალიის გამომწვევი მიზეზების ანალოგიურ ახსნას ემყარება, რომლის საფუძველზე იქმნება საკვლევი უბნის გეოლოგიური აგებულების სავარაუდო სქემა. ამასთან, პირველ ყოვლისა, სრულდება გამოვლენილი ანომალიური ზონებისა და ცალკეული ანომალიების აღწერა, დგინდება ამ ანომალიების ალბათური გეოლოგიური ბუნება-ანომალიის გამომწვევი ობიექტების (სხეულების) ფორმა, გავრცელება, მათი მიახლოებითი ზომები, ჩაწოლის სიღრმე და სხვა პარამეტრები.

თანამედროვე გრავიმეტრიული ხელსაწყოებით მიღებული შედეგების გამოყენება შესაძლებლობას იძლევა გამოვლინდეს ისეთი გეოლოგიური წარმონაქმნები, რომელთა ჭარბი სიმკვრივე 0.03—0.05 გ/სმ³ შეადგენს.

პრაქტიკით დადგენილია , რომ სიმძიმის ძალის ანომალიების ფორმა უშუალოდ არის დაკავშირებული შემაშფოთებელი გეოლოგიური სხეულის ფორმასთან. ასე, მაგალითად, იზომეტრიული ანომალიები შეიძლება დაკავშირებულ იქნეს მარილის გუმბათებთან, კომბერლიტურ მილებთან, ბუდისმაგვარ მადნეულ საბადოებთან, იზომეტრიულ ინტრუზიულ სხეულებთან და ა. შ.

წაგრძელებული შეკრული გრავიტაციული ანომალიები, რომელთა გავრცელების სიგრძე რამდენჯერმე ჭარბობს მათ სიგანეს, შეიძლება განპირობებულ იქნეს ანტიკლინური და სინკლინური ნაოჭებით, განსხვავებული სიმკვრივის მქონე ქანების კონტაქტები ხასიათდება გრავიტაციული ანომალიის მკვეთრი ცვლილებით. ასეთი საფეხურისებრი ველი შეესაბამება, აგრეთვე, სხლეტვებს, სხვადასხვაგვარი სტრუქ-

ტურის სასაზღვრო ზონებს, დიდი ინტრუზიული სხეულების შემცველ ქანებთან კონტაქტებს და სხვა სტრუქტურებს. გრავიტაციული ველის ხასიათის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ ხსენებული საძიებელი სტრუქტურების ჩაწოლის სიღრმესა და დახრის კუთხეზე. მაგალითად, რაც უფრო ციცაბოა Δg მრუდის ტოტები (დიდი ჰორიზონტალური გრადიენტის შემთხვევაში), მით ნაკლებია სხეულის ჩაწოლის სიღრმე. იზომეტრიული ანომალიის შემთხვევაში, ტოტების სიმეტრიულობა სხეულების გვერდების ციცაბო ვარდნით აიხსნება. ანომალიის ასიმეტრიული ტოტების შემთხვევაში კი — დახრილ ფენასთან გვაქვს საქმე, და ა. შ.

ანომალიური გრავიტაციული ველი ნებისმიერ წერტილში ასახავს დედამიწაში არსებული ყველა ანომალიური მასის მოქმედების ჯამურ ეფექტს. კონკრეტული გეოლოგიური ამოცანის ამოსახსნელად კი ყოველ ცალკეულ შემთხვევაში საჭიროა ამ ჯამური ანომალიური ველიდან გამოიყოს ველის მხოლოდ ის ნაწილი, რომელიც გამოწვეულია ჩვენთვის საინტერესო ობიექტის გავლენით და გამოირიცხოს ყველა დანარჩენი ანომალიური მასის მოქმედება.

ჯამური ანომალიური ველიდან საინტერესო ანომალიის გამოყოფის შესაძლებლობა დაფუძნებულია იმაზე, რომ ყოველი ანომალიური სხეული დედამიწის ზედაპირზე ნებისმიერ წერტილში ქმნის გრავიტაციულ ეფექტს, რომლის სიდიდე დამოკიდებულია სხეულის მასაზე და ამ სხეულის გაზომვის პუნქტიდან დაშორებაზე. ამის შედეგია გრავიტაციული ველის ერთ-ერთი მთავარი თვისება — ტოლი მასების შემთხვევაში ღრმად მდებარე ანომალიური მასის გრავიტაციული ეფექტი გაცილებით ნაკლებია ზედაპირთან ახლომდებარე მასის გრავიტაციულ ეფექტთან შედარებით.

ზემოთ თქმულის შესაბამისად, ჯამური ველი შედგება რეგიონული და ლოკალური ანომალიებისაგან. თუ გრავიმეტრიული აგეგმვის მიზანია წვრილმასშტაბური რეგიონული გეოლოგიური ამოცანის გადაწყვეტა, მაშინ გრავიტაციული ველი ისე უნდა გარდაისახოს, რომ ლოკალური ანომალიების მოხსნის შედეგად გამოვლინდეს შესასწავლი გეოლოგიური სტრუქტურების თანაზომადი რეგიონული ანომალიები.

მსხვილმასშტაბური საძიებო სამუშაოების ჩატარების შემთხვევაში კი მთავარ ინტერესს შედარებით მცირე ლოკალური ანომალიები წარმოადგენს. ჯამური ველიდან მათი გამოყოფისათვის საჭიროა გამოირიცხოს რეგიონული მდგენელი.

ლოკალური ანომალიების მნიშვნელობების საფუძველზე აგებენ იზოანომალიების რუკას, რომელსაც Δg ჯამურ გრავიტაციულ რუკასთან ერთად ხარისხობრივი ინტერპრეტაციისათვის იყენებენ, რაც საშუალებას იძლევა უფრო დამაჯერებლად განისაზღვროს ლოკალური გეოლოგიური ობიექტების ადგილმდებარეობა, ფორმა და ზომები.

§ 15. გრავიმეტრიის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები და მათი ამოხსნის ხერხები ზოგიერთი წესიერი ფორმის სხეულისათვის

სიმძიმის ძალის ანომალიის გეოლოგიური ინტერპრეტაციის დროს მიმართავენ გრავიმეტრიის პირდაპირ და შებრუნებულ ამოცანებს.

პირდაპირი ამოცანის შემთხვევაში მოცემულია ანომალიური სხეულის მასა, ფორმა, ზომა, ჩაწოლის სიღრმე, სიმკვრივე. უნდა დავადგინოთ მის მიერ გამოწვეული გრავიტაციული ეფექტი. გრავიმეტრიის პირდაპირი ამოცანა ამოიხსნება ცალსახად, ე. ი. მოცემულ სხეულს შეესაბამება მხოლოდ და მხოლოდ მისი შესაბამისი ერთადერთი გრავიტაციული ველი. შებრუნებული ამოცანის შემთხვევაში კი პირიქით, მოცემული გვაქვს ანომალიური გრავიტაციული ველი და საჭიროა დავადგინოთ მისი გამომწვევი ანომალიური მასის ფორმა, ზომა და სხვა პარამეტრები. შებრუნებული ამოცანა საზოგადოდ ცალსახად არ ამოიხსნება, რაც იმაში მდგომარეობს, რომ ყოველთვის შეიძლება შეირჩეს ანომალიური მასების ისეთი სხვადასხვა განაწილება, რომელიც გამოიწვევს ერთსა და იმავე გრავიტაციულ ეფექტს. შებრუნებული ამოცანის ამოხსნებიდან გეოლოგიურად გამართლებულად და მისაღებად შეიძლება ჩაითვალოს ის შედეგი, რომელიც სხეულის ფორმის, ჩაწოლის სიღრმისა და დანარჩენი პარამეტრების შესახებ სხვა გეოფიზიკური მეთოდებისა და გეოლოგიურ მონაცემების შედეგებთან შესაბამისობაში იქნება.

თუ სივრცის რომელიმე წერტილში მოცემულია dm ელემენტარული მასა, მაშინ მისი შესაბამისი მიზიდულობის ველის გრავიტაციული პოტენციალი შეიძლება განისაზღვროს გამოსახულებიდან

$$U = f\frac{dm}{r},$$

სადაც f გრავიტაციული მუდმივაა, ხოლო r — მანძილი ნებისმიერი გარე წერტილიდან მოცულობის dv ელემენტამდე, რომელშიც მოთავსებულია ელემენტარული dm მასა.

v მოცულობის მქონე სხეულის გრავიტაციული პოტენციალი შეიძლება მივიღოთ შემდეგი ფორმულიდან:

$$U = f\int_v \frac{dm}{r} = f\int_v \sigma\frac{dv}{r},$$

ხოლო მისი კერძო წარმოებული ვერტიკალური მიმართულებით მოგვცემს მიზიდულობის ვერტიკალურ მდგენელს

$$\Delta g = \frac{\partial U}{\partial z} = f\frac{\partial}{\partial z}\int_v \sigma\frac{\partial U}{\partial z}. \qquad \text{(IV.1)}$$

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ (IV. 1) ფორმულაში ინტეგრალის ნიშნის ქვეშ შეიძლება შევასრულოთ გაწარმოება, რის შედეგადაც გვექნება

$$\Delta g = f\int_v \sigma\frac{\zeta - z}{r^3}\,dv. \qquad \text{(IV.2)}$$

მიზიდულობის ვერტიკალურ მდგენელთან ერთად გრავიმეტრიაში ფართოდ გამოიყენება, აგრეთვე, მისი U_{xz} ჰორიზონტალური გრადიენტი, რომლის ზოგადი ანალიზური გამოსახულება შემდეგი სახისაა:

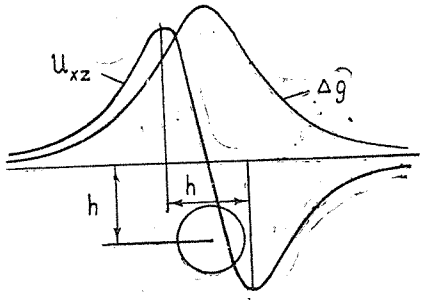
$$U_{xz} = \frac{\partial \Delta g}{\partial x} = 3f\int_v \sigma\frac{(\xi - x)(\zeta - z)}{r^5}\,dv. \qquad \text{(IV.3)}$$

თუ v მოცულობაში მოთავსებული მასის σ სიმკვრივე მუდმივია, მაშინ ის შეიძლება გამოვიტანოთ ინტეგრალის ნიშნის გარეთ.

ბრტყელი ზედაპირებით შემოსაზღვრული σ მუდმივი სიმკვრივის სხეულების (საფეხური, კუბი, პრიზმა) და, აგრეთვე, ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრისა და სფეროს Δg და U_{xz} მნიშვნელობების მიღება შესაძლებელია (IV. 2) და (IV. 3) გამოსახულებებიდან, თუ მოვახდენთ მათ ინტეგრირებას სათანადო საზღვრებში.

ს ფ ე რ ო. სფეროსმაგვარი სხეულებია ქრომიტებისა და კოლჩედანური მადნების იზომეტრიული საბადოები, აგრეთვე, კარსტული სიცარიელეები და ზოგიერთი ინტრუზივი, რომელთა შესაბამისი Δg ეფექტი წრიული კონცენტრული იზოანომალიების სახისაა.

იმისათვის, რომ გრავიტაციული ველის Δg და U_{xz} ელემენტების საშუალებით განისაზღვროს სფეროს ფორმის სხეულის ცენტრის ჩაწოლის სიღრმე და ჭარბი მასა, ე. ი. ამოვხსნათ შებრუნებული ამოცანა, რომელსაც ზოგჯერ სიმძიმის ძალის პოტენციალის პირველი და მეორე რიგის წარმოებულების გეოლოგიურ ინტერპრეტაციასაც უწოდებენ, საჭიროა ვისარგებლოთ Δg-ს და U_{xz}-ის მონაცემებით, იმ პროფილის გასწვრივ, რომელიც სფეროს ცენტრის პროექციის თავზე გადის (ნახ. 15).



ნახ. 15. Δg და U_{xz} მრუდების ხასიათი სფეროს ცენტრის თავზე გამავალი პროფილის გასწვრივ

თუ მხედველობაში მივიღებთ (IV. 2) ფორმულას და ავირჩევთ კოორდინატთა სათავეს ისე, რომ ის დაემთხვეს სფეროს ცენტრის პროექციას სიბრტყეზე, მაშინ Δg და U_{xz}-ის ანალიზურ გამოსახულებებს სფეროსათვის ექნებათ შემდეგი სახე:

$$\Delta g = fM \frac{h}{(x^2+h^2)^{3/2}}, \tag{IV.4}$$

$$U_{xz} = 3fM \frac{xh}{(x^2+h^2)^{5/2}}, \tag{IV.5}$$

სადაც M სფეროს ჭარბი მასაა.

რადგანაც კოორდინატთა სათავეში Δg აღწევს მაქსიმუმს $\Delta g_{max} = \frac{fM}{h^2}$, ამიტომ, თუ $\frac{\Delta g(x_n)}{\Delta g_{max}}$ ფარდობას აღვნიშნავთ n-ით, მივიღებთ

$$h = \pm x_n \cdot n^{1/3} : (1-n^{2/3})^{1/2}.$$

კერძოდ, როცა $n=0{,}5$, გვექნება $h = 1{,}31 \cdot x_{0,5}$, ხოლო როცა $n = \sqrt{\frac{1}{2\sqrt{2}}}$, მაშინ $h = x_n$ (ნახ. 15) და თუ ცნობილი იქნება h, ვიპოვით სფეროს მასას

$$M = \frac{\Delta g_{max} h^2}{f}.$$

თუ ცნობილია σ ჭარბი სიმკვრივე, მაშინ შესაძლებელი იქნება განისაზღვროს, აგრეთვე, სფერული სხეულის მოცულობაც. რაც შეეხება სფეროს რადიუსის განსაზღვრას, იგი მიახლოებითია, რადგანაც უმრავლეს შემთხვევაში გეოლოგიური ობიექტის ფორმა საგრძნობლად განსხვავებულია სფერულისაგან.

U_{xz} ფუნქციის მეშვეობით h და M სიდიდეების განსაზღვრისას გამოიყენება აბსცისის ის წერტილები, რომლებშიც U_{xz} ფუნქციას გააჩნია ექსტრემუმი. ექსტრემუმის პირობიდან

$$\frac{\partial U_{xz}}{\partial x} = 0,$$

გვექნება $h = x_{max} - x_{min} = 2x_m$. თუ აქედან განსაზღვრულ $x_m = \frac{h}{2}$ მნიშვნელობას შევიტანთ U_{xz}-ის გამოსახულებაში, მარტივი გარდაქმნებით მივიღებთ

$$M \approx 1{,}16\, U_{xz\,max} \cdot \frac{h}{f}.$$

უსასრულო ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრი. ასეთი ფორმის სხეულებს შეიძლება შეეთანადოს ლინზისებური და ძარღვისებური მადნეული საბადოები და ზოგიერთ შემთხვევაში ანტიკლინური და სინკლინური ფორმის ნაოჭა სტრუქტურები.

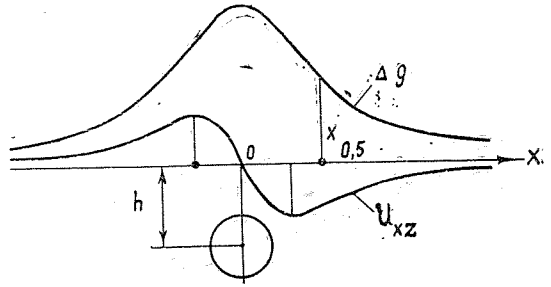
უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრის შესაბამისი Δg ეფექტი და U_{xz} ჰორიზონტალური გრადიენტი, როცა კოორდინატთა სათავე მოთავსებულია ცილინდრის ვერტიკალური კვეთის ცენტრის თავზე O წერტილში, შეიძლება მივიღოთ ფორმულიდან

$$\Delta g = 2f\lambda \frac{h}{x^2+h^2} \tag{IV.6}$$

$$U_{xz} = -4f\lambda \frac{xh}{(x^2+h^2)^2}, \tag{IV.7}$$

სადაც h ცილინდრის ღერძის ჩაწოლის სიღრმეა, $\lambda=\sigma S$ — ცილინდრის ერთეულოვანი სიგრძის მასა, S— ცილინდრის განივკვეთის ფართობი.

(IV. 6) და (IV. 7) ფორმულების საფუძველზე აგებული მრუდების სახეები მოცემულია მე-16 ნახაზზე. ამ მრუდების მეშვეობით ადვილად შეიძლება განისაზღვროს ცილინდრის ღერძის ჩაწოლის h სიღრმე და მისი ერთეულოვანი სიგრძის მონაკვეთის λ მასა.



ნახ. 16. Δg და U_{xz} მრუდების ხასიათი უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრის მართობული პროფილის გასწვრივ

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ცილინდრის განივკვეთის ფართობისა და ჭარბი სიმკვრივის ცალ-ცალკე განსაზღვრა შეუძლებელია. თუ ცნობილია ერთ-ერთი მათგანი, მაგალითად, σ ჭარბი სიმკვრივე, მაშინ შეიძლება განისაზღვროს ცილინდრის კვეთის $S=\frac{\lambda}{\sigma}$ ფართობი და მისი R რადიუსი. მაგრამ ცილინდრის რადიუსის განსაზღვრას ზოგჯერ აზრი ეკარგება იმის გამო, რომ გრავიტაციულ ეფექტს, რომელიც თითქმის არ განსხვავდება ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრის მიერ შექმნილი ეფექტისაგან, ქმნის ჰორიზონტალურად ჩაწოლილი მრავალი ისეთი სხეულიც, რომლის განივკვეთის ფართობის ზომები ბევრად ნაკლებია მის ჩაწოლის სიღრმეზე.

როგორც მე-16 ნახაზიდან ჩანს, $x=o$ წერტილში Δg აქვს მაქსიმუმი $\Delta g_{max}=2f\frac{\lambda}{n_h}$, ხოლო ნებისმიერი $x_{1/2}$ წერტილისათვის, სადაც Δg ფუნქცია ღებულობს მაქსიმუმის ნახევარს, მართებულია ტოლობა

$$\Delta g\,(x_{1/2})=\frac{1}{2}\Delta g_{max}=2f\lambda\,\frac{h}{x_{1/2}^2+h^2}, \qquad \text{(IV.8)}$$

საიდანაც $\frac{1}{h}=\frac{2h}{x_{1/2}^2+h^2}$ და, მაშასადამე, $h=x_{1/2}$.

მას შემდეგ, რაც ცნობილია h, შეიძლება გამოვითვალოთ ცილინდრის ერთეულოვანი სიგრძის მასა

$$\lambda=\Delta g_{max}\,\frac{h}{2f}.$$

ასევე ადვილად გამოითვლება λ და h, U_{xz} მრუდის მეშვეობით. როგორც გრაფიკიდან ჩანს, $x=0$ წერტილში U_{xz} ფუნქცია ნულის ტოლია, ხოლო როცა $x=\pm\infty$, $U_{xz}\to 0$. ამიტომ საინტერპრეტაციოდ უნდა გამოვიყენოთ აბსცისის ის მნიშვნელობა, სადაც ფუნქცია აღწევს ექსტრემუმს. ამასთან დაკავშირებით განვიხილოთ $\frac{\partial U_{xz}}{\partial x}=0$, საიდანაც მივიღებთ $x_{ext}=\pm\frac{h}{\sqrt{3}}$, ან, $h=\pm\sqrt{3}\;x_{ext}$. თუ ჩავსვამთ h მნიშვნელობას U_{xz}-ის გამოსახულებაში, გვექნება

$$U_{xzmax}=\frac{3f\lambda}{16h^2}, \qquad \text{(IV-9)}$$

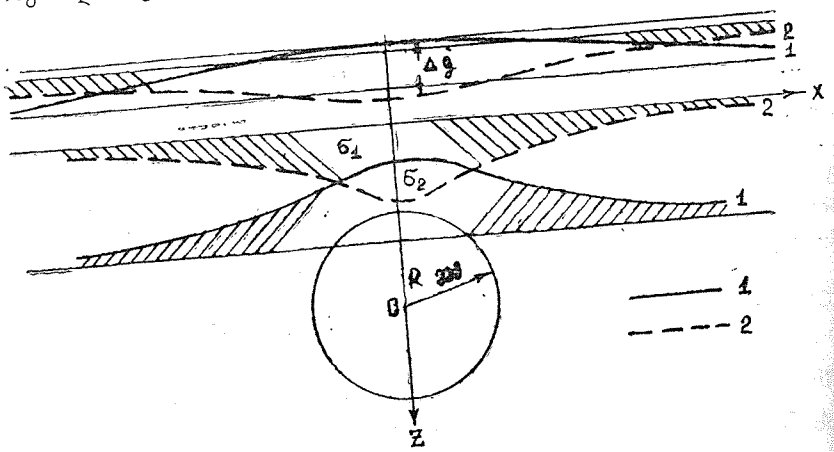
საიდანაც გამოვთვლით ცილინდრის ერთეულოვანი სიგრძის მასას.

3. სტრახოვმა გვიჩვენა, რომ (IV. 6) და (IV. 7) ფორმულებით მოცემული გრავიტაციული ანომალია აღწერს არა მხოლოდ ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრის შესაბამის გრავიტაციულ ეფექტს, არამედ, ზოგიერთი სიმეტრიული, ერთი გამყოფი ზედაპირის მქონე ნაოჭა სტრუქტურის (ანტიკლინი, სინკლინი) მიერ შექმნილ გრავიტაციულ ეფექტსაც (ნახ. 17).

ამრიგად, თუ მოცემული გვაქვს Δg ანომალია და არის იმის საფუძველი, რომ ამ ანომალიის წყაროდ ჩაითვალოს ნაოჭა სტრუქტურა, მაშინ გამყოფი ზედაპირის შესასწავლად საჭირო იქნება ვიცოდეთ ამ ზედაპირის ჩაწოლის სიღრმე თუნდაც ორ წერტილში (ბურღვის მონაცემებით) ან სიმკვრივეთა სხვაობა გამყოფ საზღვარზე და ჩაწოლის სიღრმე თუნდაც ერთ წერტილში.

ვ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ ი და დ ა ხ რ ი ლ ი ს ა ფ ე ხ უ რ ი. საფეხურის სიბრტყის დახრის მიხედვით არჩევენ ვერტიკალურსა და დახრილ საფეხურებს. ასეთი ფორმის სხეულებს შეიძლება მიესადაგოს ვერტიკალური ან დახრილი სხლეტვის ტექტონიკური აშლილობები,

სხვადასხვა სიმკვრივის მქონე ფენების კონტაქტები, დანალექი ქანების ფაციალურ-ლითოლოგიური შედგენილობის მკვეთრი ცვლილების ზონები და სხვ.



ნახ. 17. დადებითი ეფექტური სიმკვრივის ჰორიზონტალური წრიული ცილინდრი და გრავიტაციული ველის მიხედვით მისი ეკვივალენტური σ_1 და σ_2 სიმკვრივის გამყოფი ზედაპირები. 1—როდესაც $\sigma_1>\sigma_2$ და 2—$\sigma_1<\sigma_2$ (ვ. სტრახოვის მიხედვით)

ვერტიკალური საფეხურისათვის Δg და U_{xz}-ის ანალიზურ გამოსახულებებს აქვს საკმაოდ რთული სახე

$$\Delta g = f\sigma\left[\pi(h_2-h_1)+2\left(h_2\operatorname{arctg}\frac{x}{h_2}-h_1\operatorname{arctg}\frac{x}{h_1}\right)+\right.$$
$$\left.+\ x\ln\frac{x^2+h_2^2}{x^2+h_1^2}\right], \qquad \text{(IV.10)}$$

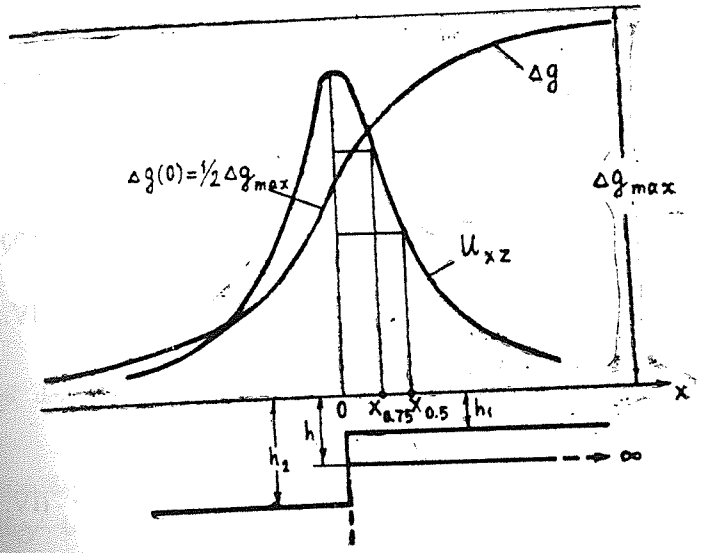
$$U_{xz}=f\sigma\ln\frac{x^2+z_2^2}{x^2+z_1^2}, \qquad \text{(IV.11)}$$

სადაც h_1 და h_2 საფეხურის სახურავისა და საგები გვერდების ჩაწოლის სიღრმეებია, ხოლო (h_2-h_1) — საფეხურის d სიმძლავრე (ნახ. 18).

Δg ფუნქციის გამოკვლევა გვიჩვენებს, რომ

$$\left.\begin{aligned}&\Delta g(+\infty)=2f\sigma\pi(h_2-h_1),\ \Delta g(-\infty)=0,\\&\Delta g(0)=f\sigma\pi(h_2-h_1)=0{,}5\,\Delta g(+\infty).\end{aligned}\right\} \qquad \text{(IV.12)}$$

თუ ცნობილია ქანის ჭარბი σ სიმკვრივე, მაშინ $\Delta g(+\infty)$ მნიშვნელობის მიხედვით შეიძლება მარტივად განისაზღვროს ვერტიკალური საფეხურის სიმძლავრე



ნახ. 18. Δg და U_{xz} მრუდების ხასიათი ვერტიკალური საფეხურის მიმართების მართობული პროფილის გასწვრივ

$$d=\frac{\Delta g(+\infty)}{2f\sigma\pi}. \qquad \text{(IV.13)}$$

ვთქვათ, საფეხური, რომლის d სიმძლავრე 1 კმ-ია, ხოლო ჭარბი σ სიმკვრივე 0,1 გ/სმ³, ქმნის გრავიტაციულ ეფექტს, რომლის ზღვრული მნიშვნელობა $4{,}2\cdot10^{-5}$ მ/წმ²-ის ტოლია. საფეხურის სიმკვრივის ზრდასთან ერთად მისი შესაბამისი Δg ეფექტის ამპლიტუდაც პროპორციულად იზრდება, ამიტომ, თუ, მაგალითად, 2,2 გ/სმ³ სიმკვრივის ტერიგენულ ნალექებში გვაქვს ვერტიკალური საფეხურის სახით ჩართული 2,5 გ/სმ³ სიმკვრივის კირქვები, მაშინ $\Delta g(+\infty)$ $6{,}3\cdot10^{-5}$ მ/წმ²-ის ტოლია, ხოლო ამ მონაცემების საფუძველზე განსაზღვრული კირქვების სიმძლავრე იქნება 0,5 კმ. საფეხურის სხლეტვის სიბრტყის მდე-

ბარეობა შეიძლება დადგინდეს Δg მრუდის გადაღუნვის წერტილის მდებარეობით, სადაც $\Delta g''(0) = \frac{1}{2}\Delta g_{\max}$ ე. ი. იმ წერტილის მეშვეობით, რომლისთვისაც ჰორიზონტალური გრადიენტის მნიშვნელობა მაქსიმალურია.

Δg ეფექტის მიხედვით h_1 და h_2 სიღრმეების ზუსტი განსაზღვრა საკმაოდ რთულია. ამოცანის ამოხსნა უფრო მარტივად სრულდება U_{xz} მრუდის გამოყენებით. ამ შემთხვევაში მახასიათებელ წერტილებად იყენებენ აბსცისათა ღერძის იმ წერტილებს, სადაც გრადიენტი 0,75 $U_{xz\,\max}$ და 0,5 $U_{xz\,\max}$ -ის ტოლია. აქ (IV. 11) ფორმულის საშუალებით გარდაქმნებით მივიღებთ საფეხურის მახასიათებელ სიღრმეებს.

$$h = \frac{x_{0,5}(x_{0,5}^2 + x_{0,75}^2)}{x_{0,75}^2}, \quad h_{1,2} = h \mp \sqrt{h^2 - x_{0.5}^2}. \tag{IV.14}$$

ამის შემდეგ კი ჭარბი სიმკვრივე შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი ფორმულიდან:

$$\sigma = \frac{U_{xz\,\max}}{2f(\ln h_2 - \ln h_1)}. \tag{IV.15}$$

დახრილი საფეხურისათვის დამახასიათებელია Δg და U_{xz} ეფექტების შესაბამისი მრუდების ასიმეტრიული ხასიათი, ეს უფრო მეტად ვლინდება მაშინ, რაც უფრო დამრეცი იქნება საფეხურის სხლეტვის სიბრტყე და რაც მეტია საფეხურის სიმძლავრე. ამასთანავე, U_{xz} მრუდის მაქსიმუმი გადაადგილებული დარჩება საფეხურის დახრის სიბრტყის გაგრძელების x ღერძთან გადაკვეთის მხარეს. ამ დროს U_{xz} მრუდის ერთი მხარე უფრო დამრეცი და წაგრძელებულია, ვიდრე მისი მეორე მხარე, მსგავსად დახრილი ფენის შემთხვევისა.

დახრილი საფეხურის შესაბამისი საძიებო პარამეტრების დადგენა Δg და U_{xz} მრუდების მეშვეობით საკმაოდ რთულია და შრომატევადი. ამიტომ ზოგჯერ დახრილი საფეხურის მდებარეობისა და ჭარბი სიმკვრივის განსაზღვრის მიზნით მიმართავენ ინტერპრეტაციის შერჩევის მეთოდს.

§ 16. პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების ამოხსნის ხერხები ნებისმიერი ფორმის სხეულებისათვის

Δg-ს საშუალებით ნებისმიერი ფორმის სხეულის ჭარბი სიმკვრივისა და მდებარეობის შესახებ წინასწარ რაიმე შეზღუდვების მოთხოვნის გარეშე, მისი M ჭარბი მასისა და სიმძიმის ცენტრის x_0, y_0 კოორდინატების განსაზღვრას აქვს გარკვეული პრაქტიკული მნიშვნელობა. აღნიშნული ელემენტების გამოთვლისათვის საჭირო ფორმულები შემდეგი სახისაა:

$$M = \frac{1}{2\pi f} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g\, dx\, dy, \tag{IV.16}$$

$$x_0 = \frac{1}{2\pi f M} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g\, x\, dx\, dy, \tag{IV.17}$$

$$y_0 = \frac{1}{2\pi f M} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g\, y\, dx\, dy. \tag{IV.18}$$

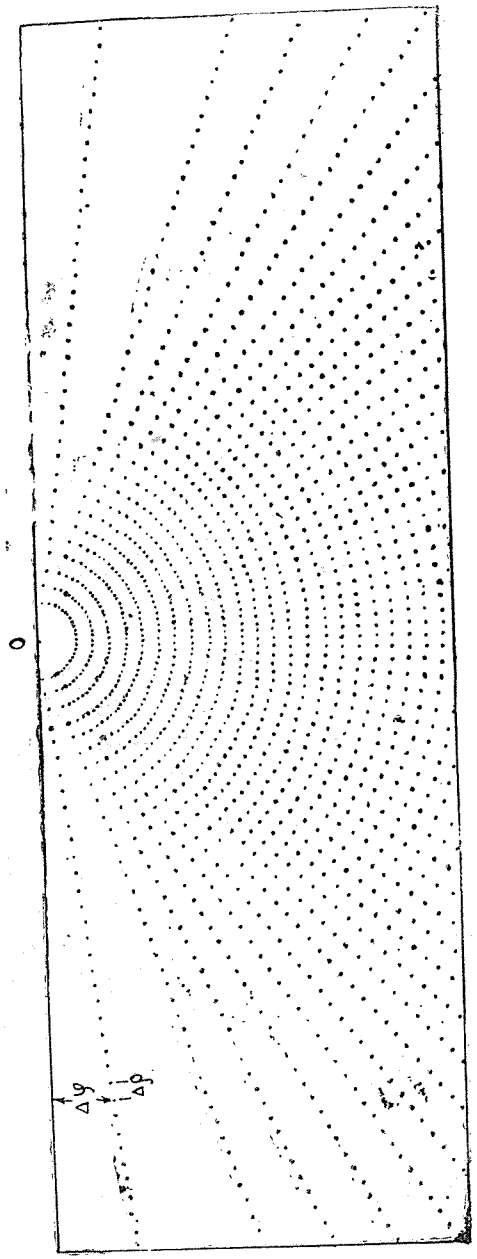
ამასთანავე შეიძლება განისაზღვროს, აგრეთვე, სხეულის სიმძიმის ცენტრის z_0 ვერტიკალური კოორდინატიც, მაგრამ ამისათვის საჭიროა არა მარტო Δg ანომალიის, არამედ მიზიდულობის, მაგალითად, U_{xz} მდგენელის ან U_{zz} გრადიენტის ცოდნაც.

გრავიმეტრიის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების ამოხსნის შერჩევის მეთოდი. გრავიტაციული ანომალიის ინტერპრეტაციის დროს ხშირად მიმართავენ შერჩევის მეთოდს. ამ მეთოდის არსი მდგომარეობს საძიებო სხეულის ფორმის, ჭარბი სიმკვრივისა და ჩაწოლის სიღრმის ისეთ შერჩევაში, რომლის გრავიტაციული ეფექტი დაემთხვევა გაზომვით მიღებულ გრავიტაციულ ველს.

ნებისმიერი ფორმის ორგანზომილებიანი სხეულის შესაბამისი გრავიტაციული ეფექტი გამოითვლება სპეციალური პალეტების მეშვეობით.

მაგალითად, კ. იუნგის პალეტს (ნახ. 19) საფუძვლად უდევს ფორმულა

$$\Delta g = 2f\sigma(\cos\varphi_{n+1} - \cos\varphi_n)(\rho_{j+1} - \rho_j). \tag{IV.19}$$



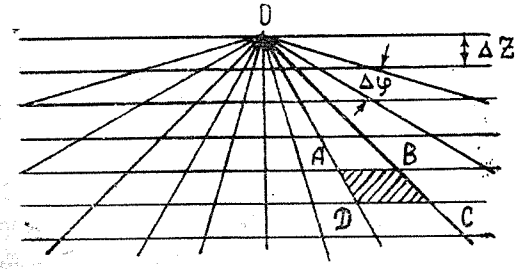
ნახ. 19. ორგანზომილებიანი სხეულების Δg გრავიტაციული ეფექტის გამოსათვლელი ოუნგის პალეტი

თუ ამ ფორმულაში Δg-სა და σ-ს მივანიჭებთ გარკვეულ მნიშვნელობებს და $\rho_{j+1}-\rho_j$ ჩავთვლით მუდმივად, ხოლო φ_n-ს ნულის ტოლად, მაშინ ამ განტოლებიდან განისაზღვრება φ_{n+1}. შემდეგ φ_{n+1} კუთხის ამ მნიშვნელობის (IV. 19) ფორმულაში φ_n-ის ადგილზე შეტანით მიიღება φ_{n+2}-ის მნიშვნელობა და ასეთი თანამიმდევრობით განისაზღვრება პალეტის ცენტრიდან (O წერტილიდან) გამომავალი სხივების მიმართულებების განმსაზღვრელი კუთხეები, სადაც j იცვლება ნულიდან n-მდე.

თუ შემოვიტანთ აღნიშვნებს $\rho_2-\rho_1=\rho_3-\rho_2=\ldots=\Delta\rho$ და $\cos\varphi_2-\cos\varphi_1=\cos\varphi_3-\cos\varphi_2=\ldots=\frac{1}{n}$,

მაშინ (IV.19) განტოლებიდან მივიღებთ $\Delta g=2fa\sigma n$, სადაც $a=\frac{\Delta\rho}{n}$, ხოლო n არის საძიებო სხეულის კვეთის s ფართობში მოხვედრილი ელემენტარული ნაწილების რიცხვი.

პალეტის მოხმარების გასაადვილებლად სასურველია $\rho\Delta$ და n შეირჩეს ისეთნაირად, რომ პალეტის დანაყოფის ფასი — $2fa$ შეძლებისდაგვარად გრავიტაციულ ეფექტს გამოსახავდეს მარტივი რიცხვით, მაგალითად, 1 ან 0,1 მგლ.



ნახ. 20. ორგანზომილებიანი სხეულების Δg გრავიტაციული ეფექტის გამოსათვლელი გამბურცევის პალეტი

ანალოგიური პრინციპით არის აგებული გ. გამბურცევის ორგანზომილებიანი პალეტი (ნახ. 20), რომელსაც საფუძვლად უდევს ფორმულა

$$\Delta g=2f\sigma\iint d\zeta d\varphi\cong 2f\sigma\sum\Delta\zeta\Delta\varphi,$$

რომლის მიხედვით სიბრტყის ფართობი ელემენტარულ ნაწილებად იყოფა პალეტის O ცენტრიდან ერთსა და იმავე $\Delta\varphi$ კუთხეზე გამომავალი სხივებისა და მუდმივ Δz მანძილზე გავლებული ჰორიზონტალური წრფეებით.

ამგვარი პალეტის მეშვეობით შეიძლება განისაზღვროს ნებისმიერი v ფორმისა და σ ჭარბი სიმკვრივის მქონე ორგანზომილებიანი სხეულის გრავიტაციული ეფექტი. ორგანზომილებიანი სხეულის Δg გრავიტაციული ეფექტის გამოსათვლელად საჭიროა პალეტის ცენტრი შევუთავსოთ პროფილის ნებისმიერ წერტილს და დავითვალოთ იმ ელემენტარული ფართობების რიცხვი, რომლებიც აღნიშნული სხეულის კვეთის არეში თავსდება. ამ რიცხვის პალეტის დანაყოფის ფასზე გამრავლებით მივიღებთ Δg ეფექტის მნიშვნელობას მოცემული წერტილისათვის.

ეს ოპერაცია სრულდება პროფილის ყოველი წერტილისათვის, რომლებისთვისაც საჭიროა გამოვითვალოთ Δg-ს მნიშვნელობა და მის საფუძველზე პროფილის გასწვრივ აიგოს გამოთვლილი გრავიტაციული ეფექტის მრუდი. ამის შემდეგ, ადარებენ გამოთვლით და გაზომვით მიღებულ მრუდებს. თუ ისინი ერთმანეთს არ ემთხვევა, მაშინ შეაქვთ საჭირო შესწორება საძიებო სხეულის საზღვრების, სიმძლავრისა და ჭარბი სიმკვრივის მნიშვნელობებში. ეს პროცესი გრძელდება მანამ, ვიდრე გამოთვლილი და გაზომვით მიღებული მრუდები არ დაემთხვევა ერთმანეთს გაზომვის ცდომილების ფარგლებში.

პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების ამოხსნის საუკეთესო საშუალებაა, როგორც ეს უკვე იყო აღნიშნული, ელექტრონული გამომთვლელი მანქანები, რომელთა მეშვეობით ხორციელდება შესარჩევი მოდელის პარამეტრების შემდგომი დაზუსტება და მისი გრავიტაციული ეფექტის გაზომვით მიღებულ ველთან შედარება, რაც საშუალებას იძლევა ოპერატიულად შესრულდეს პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების სწრაფი და ოპტიმალური გადაწყვეტა.

§ 17. სიმძიმის ძალის ანომალიის ტრანსფორმაციის მეთოდები

დედამიწის ზედაპირზე გაზომვით მიღებული სიმძიმის ძალის მნიშვნელობები წარმოადგენს სხვადასხვა გეოლოგიური სხეულის ანომალიური გრავიტაციული ეფექტების ჯამს

$$\Delta g_a = \Delta_1 g_a + \Delta_2 g_a + \ldots + \Delta_k g_a = \sum_{k=1}^{n} \Delta_k g_a, \qquad \text{(IV.20)}$$

სადაც $\Delta_k g_a$ ცალკეული შემაშფოთებელი სხეულის მიერ გამოწვეული ანომალიაა.

იმისათვის, რომ ჯამური ველიდან გამოიყოს ჩვენთვის საინტერესო სხეულის მიერ გამოწვეული გრავიტაციული ეფექტი, საჭიროა მისი გაძლიერება, დანარჩენი სხეულების მიერ გამოწვეულ გრავიტაციულ ეფექტებთან შედარებით. ამ ამოცანის მათემატიკური გადაწყვეტისათვის საჭიროა მოიძებნოს ისეთი L ოპერატორი, რომლის გამოყენება ჯამურ Δg ანომალიის მიმართ იძლევა ჩვენთვის საინტერესო სხეულის გრავიტაციული ეფექტის გაძლიერების, ხოლო ყველა სხვა დანარჩენის შესუსტების საშუალებას. ამ ამოცანის ამოხსნა შესაძლებელია მხოლოდ მაშინ, როდესაც (IV. 20) გამოსახულებაში შემავალი წევრები თავიანთი მახასიათებლებით განსხვავებული იქნება ერთმანეთისაგან. ასეთი სახის განმასხვავებელი ნიშნები შეიძლება იყოს თითოეული ანომალიური მასის სიდიდე, ფორმა, ჩაწოლის სიღრმე და სხვ.

ჯამური გრავიტაციული ველიდან ჩვენთვის საინტერესო ეფექტების გამოყოფა შეიძლება შემდეგი სამი ძირითადი მიდგომით:

1. ანომალიური გრავიტაციული ველის ზედა და ქვედა ნახევარსივრცეში ანალიზური გადათვლით, 2. ანომალიური ველის გასაშუალებითა და 3. სიმძიმის ძალის მაღალი რიგის წარმოებულების გამოთვლით.

§ 18. ქანების სიმკვრივე და მისი გაზომვის ხერხები

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის ფიზიკური საფუძველია დედამიწის ქერქში სიმკვრივის არათანაბარი განაწილება. ქანებისა და სასარგებლო წიაღისეულის სიმკვრივეთა შესწავლა აუცილებელია გრავიმეტრიული მონაცემების დამუშავებისა და მიღებული შედეგების ინტერპრეტაციისათვის, ვინაიდან ის ერთადერთი ფიზიკური პარამეტრია, რომელსაც ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი ემყარება. ქანის სიმკვრივედ მიღებულია ერთეული მოცულობის მასა, $\sigma = \frac{m}{v}$ სიმკვრივეს CGS სისტემაში აქვს გ/სმ³ განზომილება.

ცნობილია, რომ v მოცულობისა და σ სიმკვრივის მქონე სხეულის გრავიტაციული ეფექტი, რომელიც σ_0 სიმკვრივის გარემოშია, განისაზღვრება მისი ჭარბი, ანუ ეფექტური $\Delta m=(\sigma_1-\sigma_0)v$ მასით, სადაც $\sigma_1-\sigma_0=\Delta\sigma$ სიდიდეს სხეულის ჭარბი, ანუ ეფექტური სიმკვრივე ეწოდება. თუ $\Delta m>0$, მაშინ Δg სიმძიმის ძალის ანომალია დადებითია, და პირიქით, თუ $\Delta m<0$, მაშინ $\Delta g<0$, ე. ი. ანომალია უარყოფითია. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის უნარიანობა მით მეტი იქნება, რაც მეტია საძიებელი სხეულისა და მისი შემცველი გარემოს შემადგენელი ქანების სიმკვრივეთა $(\sigma_1-\sigma_0)$ სხვაობა, რაც უფრო ერთგვაროვანია შემცველი გარემო და რაც ნაკლებია ამ სხეულის ჩაწოლის სიღრმე.

ქანების სიმკვრივე უფლებას გვაძლევს ვიმსჯელოთ მეტამორფიზმის ხარისხზე, ფორიანობასა და ქანების ერთგვაროვნობაზე. სიმკვრივის მონაცემები შეიცავს ცნობებს ქანების გენეზისის, განვითარების ისტორიისა და ფორმირების შესახებ. ამრიგად, ქანების სიმკვრივე გეოლოგიური ინფორმაციის ერთ-ერთი მთავარი და დამოუკიდებელი წყაროა და, რაც მთავარია, იგი განიხილება როგორც გრავიტაციული ანომალიების ძირითადი განმაპირობებელი ფაქტორი.

სიმკვრივის განსაზღვრის ხერხები. ქანების სიმკვრივე განისაზღვრება შემდეგი გზებით: ა) ქანის მოცულობისა და მასის გაზომვით; ბ) ქანის მიერ გამა-გამოსხივების გაფანტვისა და შთანთქმის მიხედვით, გ) ქანის სიმკვრივისა და სხვა ფიზიკურ თვისებებს შორის ემპირიული დამოკიდებულების დადგენით, დ) გრავიმეტრიული გაზომვების საშუალებითა და სხვ.

ქანის ნიმუშის მიხედვით შეიძლება მისი ჭეშმარიტი

$$\sigma=(m_{ბყ}+m_{თხ}+m_{გაზ})/(v_{ბყ}+v_{თხ}+v_{გაზ}) \qquad \text{(IV.21)}$$

და მინერალოგიური

$$\sigma_{მინ}=m_{ბყ}/v_{ბყ} \qquad \text{(IV.22)}$$

სიმკვრივის განსაზღვრა. აბსოლუტურად მშრალი ქანის სიმკვრივე (ნიმუში შრება 105°-ზე) გამოითვლება ფორმულით $\sigma_{აბ}=m_ბ/(v_{ბყ}+v_{თხ}+v_{გაზ})$, სადაც $m_{ბყ}$, $m_{თხ}$ და $m_{გაზ}$ არის ქანის მყარი, თხევადი და გაზური (აირული) ფაზების მასები; $v_{ბყ}$, $v_{თხ}$ და $v_{გაზ}$—შესაბამისად ამ მასების მოცულობები; $m_ბ$ — მშრალი ნიმუშის მასა.

გრავიმეტრიული ძიებისათვის მთავარია ჭეშმარიტი სიმკვრივის ცოდნა. $\sigma_{მინ}$ და $\sigma_{აბ}$ სიდიდეებით ისაზღვრება საერთო ფორიანობა პროცენტებში

$$K_ფ=100\left(1-\frac{\sigma_{აბ}}{\sigma_{მინ}}\right), \qquad \text{(IV.23)}$$

$K_ფ$ და $\sigma_{აბ}$ მნიშვნელობებით დგინდება ტენიანი ქანის $\sigma_ბ$-ს სიმკვრივე, რომელიც შეიძლება ჩაითვალოს ჭეშმარიტი სიმკვრივის მიახლოებულ მნიშვნელობად. ქანის სიმკვრივის დასადგენად ბუნებრივი გაშიშვლებიდან, სამთო გამონამუშევრებიდან ან ჭაბურღილებიდან (კერნების სახით) იღებენ ქანის ნიმუშებს, შერჩეულმა ნიმუშებმა რომ წარმოდგენა მოგვცეს ქანის საშუალო სიმკვრივეზე, ისინი შეძლებისდაგვარად აღებული უნდა იქნეს მის მთელ მოცულობაზე თანაბრად. ჭაბურღილიდან და შახტის სვეტიდან ნიმუშების შერჩევისას სასურველია მუდმივი სიღრმითი ინტერვალის შენარჩუნება.

ხშირად სიმკვრივეს საზღვრავენ ტექნიკურ სასწორზე, ჰიდროსტატიკური გაზომვის ხერხით. წვრილ ძაფზე ნიმუშს კიდებენ სასწორის ერთ-ერთ უღელზე და წონიან, ათავსებენ გამდნარ პარაფინში და ისევ წონიან. შემდეგ ნიმუშს უშვებენ წყლიან ჭურჭელში და საზღვრავენ მის წონას. ყოველივე ამის შემდეგ ქანის ნიმუშის სიმკვრივეს გამოითვლიან ფორმულით.

$$\sigma=P_1/[P_1-P_3-K(P_2-P_1)], \qquad \text{(IV.24)}$$

სადაც P_1 არის ნიმუშის წონა პარაფინირებამდე; P_2 — პარაფინირების შემდეგ, P_3 — წყალში ჩაშვებული პარაფინირებული ნიმუშის წონა; $K=(1/\sigma_3)-1$; σ_3 —პარაფინის სიმკვრივე;

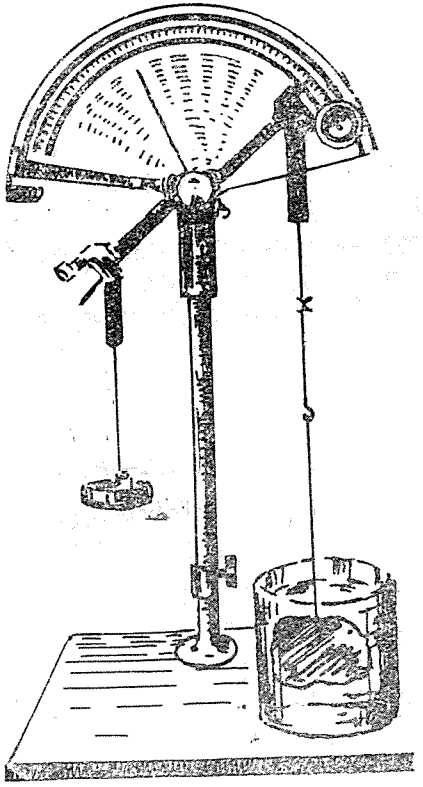
თუ ნიმუში ნაკლებად ფორიანია, მას პარაფინირების გარეშე წონიან ჰაერში, ხოლო შემდეგ წყალში. ამ შემთხვევაში სიმკვრივეს ითვლიან ფორმულით $\sigma=P_1/(P_1-P_0)$, სადაც P_1 ნიმუშის წონაა ჰაერში, P_0 — ნიმუშის წონა წყალში.

ფხვიერი ქანის სიმკვრივე განისაზღვრება ცნობილი მოცულობისა და წონის ჭურჭელში მისი აწონვით. ამისათვის, ქანის ბუნებრივი სტრუქტურის შენარჩუნების მიზნით უფსკერო სპილენძის ცილინდრულ ჭურჭელს უშვებენ ქანში და ძირში მოჭრიან მას. ამის შემდეგ ჭურჭელს ქანით წონიან სასწორზე და სიმკვრივეს ადგენენ ფორმულით

$$\sigma=(P''-P')/V, \qquad \text{(IV.25)}$$

სადაც P'' არის ქანიანი ჭურჭლის წონა; P' — ცარიელი ჭურჭლის წონა; V — მისი მოცულობა.

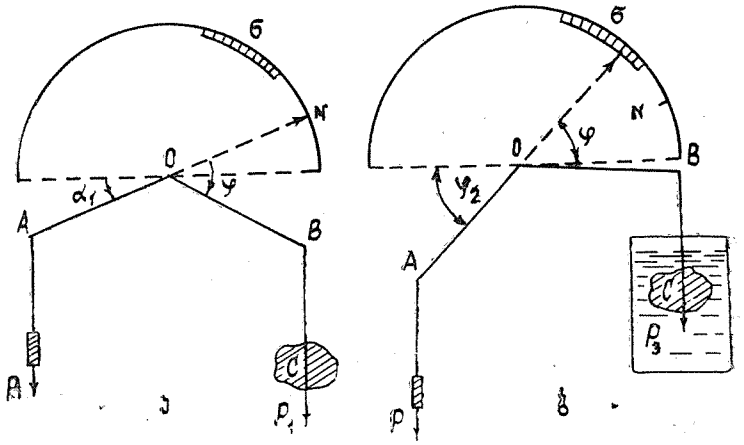
ქანის სიმკვრივის გაზომვის პროცედურის გასაადვილებლად სამსონოვმა შექმნა სპეციალური ხელსაწყო-დენსიტომეტრი (ნახ. 21), რომელიც წარმოადგენს სიმკვრივის მნიშვნელობებით დაგრადუირებულ (ციფერბლატიან) სასწორს (ნახ. 22 ა) (ნახ. 22 ბ).



ნახ. 21. სამსონოვის დენსიტომეტრის საერთო ხედი

ამ ხელსაწყოს შტატივის ჰორიზონტალურ ღერძზე ბრუნავს უღელი, რომელსაც აქვს ტეხილი ფორმა. უღლის AO და OB მხრები ერთმანეთს შორის ადგენს $180° - \varphi$ კუთხეს. თუ OB მხარეზე წვრილ

ძაფზე დავკიდებთ ნიმუშს და გავაწონასწორებთ საწონებით AO მხარეზე ისე, რომ მან ჰორიზონტალურ სიბრტყესთან შეადგინოს α_1 კუთხე, მაშინ შეგვიძლია დავწეროთ



ნახ. 22. სამსონოვის დენსიტომეტრის პრინციპული სქემა. ა—აწონვა ჰაერში და ისრის დაყენება N ინდექსზე; ბ—აწონვა წყალში და ანათვლის აღება სიმკვრივის სკალაზე

$$P\cos\alpha_1 = P_1\cos(\varphi - \alpha_1),$$

სადაც P_1 არის ნიმუშის წონა, ხოლო P — საწონების წონა, α_1 — უღლის მდგომარეობა ციფერბლატზე, რომელიც ფიქსირდება N ინდექსით.

თუ ნიმუშს ჩავუშვებთ წყლიან ჭურჭელში, მაშინ უღლის მხარი ჰორიზონტთან შეადგენს α_2 კუთხეს და გვექნება ტოლობა

$$P\cos\alpha_2 = P_2\cos(\varphi - \alpha_2).$$

ვინაიდან $\sigma = P_1/(P_1 - P_2)$, ზემოთ მოცემული განტოლებებიდან მივიღებთ

$$\sigma = (\operatorname{ctg}\varphi + \operatorname{tg}\alpha_2)/(\operatorname{tg}\alpha_2 - \operatorname{tg}\alpha_1). \qquad \text{(IV.26)}$$

ამრიგად, σ სიმკვრივის გასაგებად აუცილებელი არ არის ნიმუშის წონის ცოდნა. φ კუთხე ხელსაწყოს მუდმივაა, α_1 — მუდმივი კუთხე. ნიმუშის σ სიმკვრივე არის α_2 კუთხის ფუნქცია. ამიტომ სკალა შეი-

ძლება დაგრადუირდეს σ სიმკვრივის მნიშვნელობების მიხედვით აღნიშნული ფორმულის შესაბამისად.

ქანების ნიმუშების სიმკვრივის მონაცემების საფუძველზე შეიძლება დავადგინოთ ცალკეული წყების საშუალო დამახასიათებელი სიმკვრივის მნიშვნელობა, მისი მინერალოგიური შედგენილობის, ასაკისა და წარმოშობის პირობების მიხედვით.

ქანის სიმკვრივის საშუალო დამახასიათებელი მნიშვნელობა დისპერსიული მრუდის სახით გამოისახება. მაგალითისათვის მოგვყავს ბორჯომის რაიონში ჭაბურღილებიდან მიღებული ქვიშური მასალის (კერნების) მიხედვით შუა-ეოცენური ასაკის პორფირიტების საშუალო-დამახასიათებელი სიმკვრივის მნიშვნელობის დისპერსიული მრუდი, რომელიც გვიჩვენებს ამ ქანების საშუალო დამახასიათებელი სიმკვრივის მნიშვნელობას 2,58—2,60 გ/სმ³-ის ფარგლებში (ნახ. 23).

მოცემული წყების სიმკვრივეს, რომელიც სხვადასხვა საშუალო სიმკვრივის მნიშვნელობების მქონე n ფენისაგან შედგება, ანგარიშობენ ფორმულით

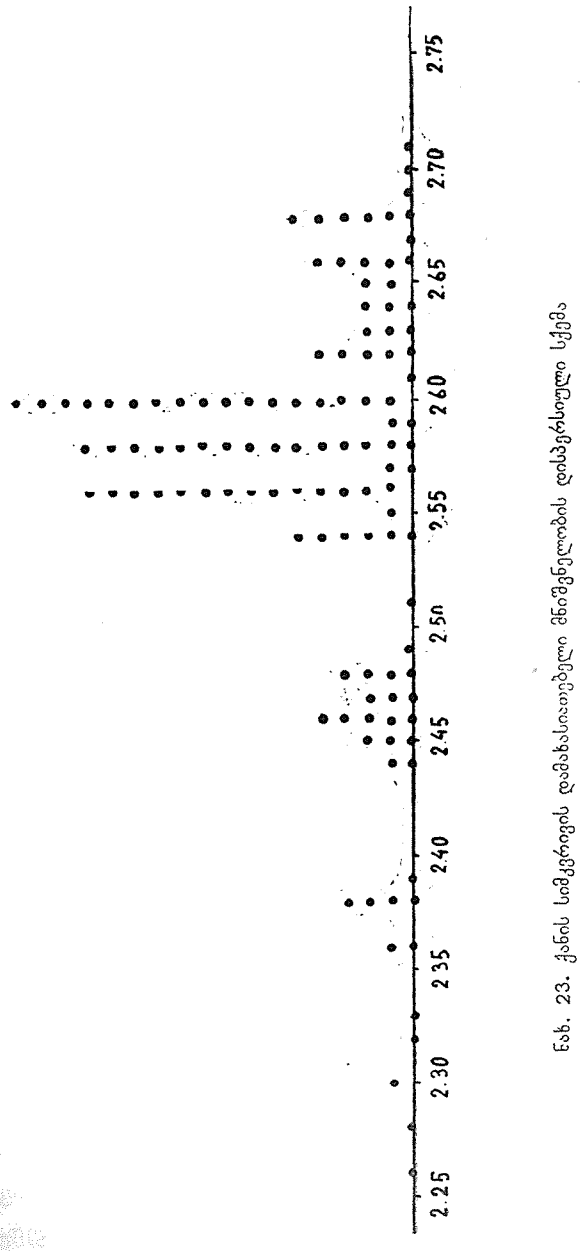
$$\overline{\sigma} = (H_1\overline{\sigma}_1 + H_2\overline{\sigma}_2 + \ldots + H_n\overline{\sigma}_n)/H,$$

სადაც $\overline{\sigma}_1, \overline{\sigma}_2, \ldots, \overline{\sigma}_n$ არის თითოეული ფენის სიმკვრივის საშუალო მნიშვნელობები, $H_1, H_2, \ldots, H_n$—ამ ფენების სიმძლავრეები, ხოლო წყების საერთო სიმძლავრე

$$H = H_1 + H_2 + \ldots + H_n.$$

ნიმუშების მიხედვით ქანების სიმკვრივის დადგენა იძლევა გეოლოგიურად საინტერესო შედეგებს. იმის გამო, რომ შეუძლებელია ქანების ნიმუშების მოპოვება ჭრილის მთელ მოცულობაში, ბევრ შემთხვევაში არანაკლებ საინტერესო მასალებს იძლევა სიმკვრივის განსაზღვრის სხვა ზემოთ აღნიშნული მეთოდიც. მაგალითად, სიმძიმის ძალის გაზომილი მნიშვნელობების რელიეფთან არსებული დამოკიდებულების საფუძველზე შეიძლება განისაზღვროს შუალედური შრის საშუალო სიმკვრივე.

ეს მეთოდი მოწოდებულ იქნა ნეტლეტონის მიერ, რომლის არსი მდგომარეობს შემდეგში: დედამიწის ზედაპირზე პროფილის გასწვრივ ატარებენ გრავიმეტრიულ გაზომვებს. თუ ამ პროფილზე ააგებენ სიმკვრივის სხვადასხვა მნიშვნელობის მიხედვით გამოთვლილ ბუგერ ანომალიის მრუდებს, მაშინ შუალედური შრის სიმკვრივის ჰეშმარი-

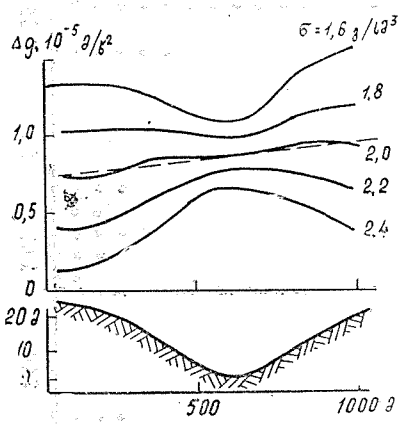


ნახ. 23. ქანის სიმკვრივის დამახასიათებელი მნიშვნელობის დისპერსიული სქემა

ტი მნიშვნელობა სიმკვრივის იმ მნიშვნელობის შესაბამისი იქნება, რომლის მიხედვითაც აგებული მრუდი ყველაზე ნაკლებად არის კორელაციაში რელიეფთან. 24-ე ნახაზზე პრაქტიკულად ასეთ მრუდად მიიჩნევენ მრუდს, რომელიც აგებულია 2,1 გ/სმ³ სიმკვრივის მნიშვნელობისათვის.

ქანების სიმკვრივე. მაგმური (ინტრუზიული და ეფუზიური) დანალექი და მეტამორფული ქანების სიმკვრივე მეტად დიდ ფარგლებში იცვლება, რაც ძირითადად დაკავშირებულია მათ ქიმიურ-მინერალოგიურ შედგენილობასა და სტრუქტურულ-ტექსტურულ თავისებურებებთან.

მაგმური ქანების მნიშვნელოვანი ნაწილია ინტრუზიული ქანები. მათი სიმკვრივე იზრდება მჟავე ქანებიდან ფუძეში გადასვლით.



ნახ. 24. ქანის სიმკვრივის საშუალო მნიშვნელობის დადგენის ნეტლეტონის მეთოდის საილუსტრაციო სქემა

ამ ქანებს გააჩნია მცირე ფორიანობა. მათი სიმკვრივე ძირითადად დამოკიდებულია სტრუქტურასა და მინერალოგიურ შედგენილობაზე. თუ მაგმურ ქანებში, მაგალითად, გრანიტში და სიენიტში, ბევრია მსუბუქი მინერალი (კვარცი, მინდვრის შპატი, ნეფელინი და სხვ.), მაშინ ისინი ნაკლები სიმკვრივისაა. თუ მძიმე მინერალები (ოლივინი, პიროქსენი, ამფიბოლი) მეტია, მაგალითად, პერიდოტიტსა და დუნიტში, მაშინ მათი სიმკვრივე მეტი იქნება. კრისტალური ქანების სიმკვრივე დამოკიდებულია კრისტალიზაციის ხარისხზეც — სრული კრისტალური სტრუქტურის სიღრმის ქანებს უფრო მეტი სიმკვრივე აქვს, ვიდრე ნახევარკრისტალურ ან საერთოდ მინისებური სტრუქტურის მათ ანალოგებს.

ეფუზიური ქანებისათვისაც სიმკვრივის გაზრდა განპირობებულია მჟავე სახეობიდან ფუძისაკენ გადასვლით და ასევე ასაკის ზრდასთან დაკავშირებით.

დანალექი წარმოშობის ქანების სიმკვრივის მნიშვნელობა უფრო დიდ ფარგლებში იცვლება, ვიდრე მაგმური ქანებისა. დანალექი ქანების სიმკვრივე განისაზღვრება უმთავრესად ფორიანობით, წყლით გაჯერებითა და შედგენილობით. დანალექი ქანების სიმკვრივის მნიშვნელობაზე დიდ გავლენას ახდენს, აგრეთვე, გამოფიტვის პროცესები, თერმოდინამიკური პირობები (წნევა, ტემპერატურა) და სხვ.

აღსანიშნავია, რომ დანალექი წარმოშობის ქანების სიმკვრივე ბაქნებსა და ბელტებზე, იქ, სადაც მათი განლაგების პირობები მშვიდია, ნაკლებია, ვიდრე ნაოჭა სისტემებში. დანალექი ქანების სიმკვრივე, ნაწილობრივ დაკავშირებულია ასაკთანაც, რადგანაც ძველი ქანები უფრო ხშირად დიდ სიღრმეზე მდებარეობს, ვიდრე ახალგაზრდა ქანები. თუმცა ძალიან ხშირად სტრატიგრაფიული ჰორიზონტის შიგნით სიმკვრივე იცვლება ფაციალური და ტექტონიკური პირობების, დიაგენეზისა და კატაგენეზისის ხარისხის მიხედვით. ხშირად დანალექ ქანებში სიმკვრივის შემცირება უმეტესად შეიმჩნევა სტრუქტურების თაღებში.

მეტამორფული ქანების სიმკვრივეთა მნიშვნელობები დამოკიდებულია, პირველ რიგში, მეტამორფიზმის ხარისხსა და საწყის ქანზე. მოცემული საწყისი ქანის სიმკვრივე იზრდება ლოკალური (კონტაქტ-მეტამორფული) ტიპებიდან, რეგიონულ მეტამორფულ ტიპებზე გადასვლით. საწყისი დანალექი ქანის მეტამორფიზმის შედეგად მიღებული ამა თუ იმ ქანის სიმკვრივე, როგორც წესი, ნაკლებია, ვიდრე მაგმური საწყისი ქანის მეტამორფიზმის შედეგად მიღებული ქანისა.

მადნეული მინერალები, რომლებიც უშუალო ძიების ობიექტებია, შემცველი ქანების სიმკვრივესთან შედარებით, უმეტეს შემთხვევაში საგრძნობლად მეტი სიმკვრივისაა. ამიტომ გრავიმეტრიული ძიების გამოყენება შესაძლებელია მათი პირდაპირი ძიებისათვის, განსაკუთრებით ამ მინერალების დიდი კონცენტრაციის შემთხვევაში.

ცხრილი IV.1

ქანი	სიმკვრივე	ქანი	სიმკვრივე
მაგმური			
ინტრუზიული		ეფუზიური	
გრანოდიორიტი	2,60—2,67* / 2,65	კვარციანი პორფირი	2,42—2,50 / 2,46
გრანიტი	2,58—2,68 / 2,65	კვარციანი ალბიტოფირი	2,54—2,62 / 2,60
სიენიტი	2,63—2,90 / 2,76	დაციტი	2,38—2,52 / 2,42
დიორიტი	2,67—2,85 / 2,80	ანდეზიტი	2,44—2,68 / 2,50
დიაბაზი	2,75—3,00 / 2,90	ანდეზიტ-ბაზალტი	2,45—2,70 / 2,68
პიროქსენიტი	2,95—3,02 / 2,98	დოლერიტი	2,66—2,71 / 2,70
გაბრო	2,76—2,96 / 2,92		
პერიდოტიტი	2,88—3,25 / 3,05	სპილიტი	2,80—2,88 / 2,86
დუნიტი	3,25—3,33 / 3,30	ბაზალტი	2,92—2,97 / 2,94
დანალექი			
ალევრიტი	2,44—2,65 / 2,53	ქვიშაქვა	2,40—2,75 / 2,68
ალევროლიტი	2,55—2,65 / 2,60	მერგელი	2,39—2,70 / 2,60

* მრიცხველში აღნიშნულია სიმკვრივის ცვლილების დიაპაზონი, მნიშვნელში—საშუალო მნიშვნელობა გ/სმ³-ში.

ცხრილი IV.1 (გაგრძელება)

ქანი	სიმკვრივე	ქანი	სიმკვრივე
თიხა	1,98—2,40 / 2,30	კირქვა	2,65—2,74 / 2,70
არგილიტი	2,62—2,70 / 2,64	დოლომიტი	2,65—2,80 / 2,72
მეტამორფული			
მარმარილო	2,67—2,76 / 2,74	ბიოტიტ-პლაგიოკლაზური ფიქალი	2,75—2,86 / 2,82
თიხა-ფიქალი	2,64—2,82 / 2,74	ბიოტიტ-ქლორიტ-მუსკოვიტური ფიქალი	2,67—2,75 / 2,71
ასპიდური ფიქალი	2,68—2,86 / 2,76	გნეისი	2,62—2,79 / 2,68
ფილიტი	2,60—2,69 / 2,66	გრანულიტი	2,77—2,81 / 2,80
მუსკოვიტური ფიქალი	2,62—2,72 / 2,67	სერპენტინიტი	2,79—2,85 / 2,82
ბიოტიტური ფიქალი	2,65—2,78 / 2,76	ამფიბოლიტი	2,86—3,08 / 2,99
ორქარსიანი ფიქალი	2,63—2,76 / 2,74		

ზოგიერთი სასარგებლო წიაღისეულის სიმკვრივე

რკინისა და სპილენძის მადანი	3,50—5,50	ქვანახშირი	1,30—1,45
ქრომიტი	3,50—5,50	ქვამარილი	2,10—2,30
პოლიმეტალები	3,50—5,50	კორუნდი	3,50—3,70
		ნავთობი	0,85—1,00

თუ ცნობილია ქანისა და სასარგებლო წიაღისეულის სიმკვრივის მნიშვნელობები, საკმარისი სიზუსტით შეიძლება სიმძიმის ძალის ანომალიის გამომწვევი მიზეზის დადგენა და მის საფუძველზე გრავიმე-

ტრიული მეთოდებით სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიების ამოცანის გადაწყვეტა. ქანების სიმკვრივის ცოდნა, როგორც აღვნიშნეთ, აუცილებელია შუალედური შრის შესწორებისა და რელიეფის გავლენის გამოთვლებისათვის.

კავკასიაში გავრცელებული ზოგიერთი ქანისა და სასარგებლო წიაღისეულის სიმკვრივის მნიშვნელობები მოცემულია IV. 1 ცხრილში.

თავი V

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენების სფერო გლობალური, რეგიონული და სტრუქტურული ამოცანების ფართო სპექტრს მოიცავს, როგორიცაა, დედამიწის ქერქის შემადგენელი ფენების სტრუქტურების დადგენა, ამა თუ იმ რეგიონის ტექტონიკური დარაიონება და სიღრმული რღვევების დადგენა, სხვადასხვა პეტროგრაფიული შედგენილობის ფუნდამენტის ბლოკებისა და მაგმური კომპლექსების გამოვლენა და სხვ.

ამ ამოცანებთან ერთად ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი ფართოდ გამოიყენება ნავთობისა და გაზის, მადნეული და არამადნეული სასარგებლო წიაღისეული საბადოების ძებნა-ძიებისათვის, საინჟინრო-გეოლოგიური, არქეოლოგიური ძეგლების ძიებისა და სხვა ლოკალური ამოცანების გადასაწყვეტად.

ზედა მანტიის სიმკვრივის არაერთგვაროვნობაზე მიუთითებს, მაგალითად, შუაოკეანურ ქედებზე სიმძიმის ძალის ანომალიები ფაის რედუქციაში, რომელთა მნიშვნელობები (30 მგლ) შეიძლება აიხსნას მხოლოდ ამ რიფტების ქვეშ ზედა მანტიის ნივთიერების განმკვრივებით. ფაის ანომალიის დიდი უარყოფითი ანომალიები ღრმაწყლიანი ოკეანური ღარების თავზე ასევე არ შეიძლება აიხსნას სხვანაირად, თუ არ დავუშვებთ, რომ მათ ქვეშ ზედა მანტიის შემადგენელი ქანების სიმკვრივე ნაკლებია, ვიდრე მეზობელ უბნებში. კონტინენტებზე ზედა მანტიის სიმკვრივის არაერთგვაროვნობაზე მიუთითებს, აგრეთვე, ანომალიის დიდ (≈ 300 კმ-მდე) სიმაღლეზე გადათვლის შედეგად მიღებული ნარჩენი ანომალიები.

დედამიწის ზედაპირზე მიღებული სიმძიმის ძალის ჯამური ანომალია, ზედა მანტიის არაერთგვაროვნობასთან ერთად, ძირითადად განპირობებულია დედამიწის ქერქის სიღრმული აგებულების არაერთგვაროვნობით (სხვადასხვა ადგილებში ქერქის შემადგენელი ფენების განსხვავებული სიმძლავრით), კონსოლიდირებული ქერქის ზედაპირის რელიეფითა და შედგენილობით, დანალექი ფენის სიმკვრივის არაერთგვაროვნობით, ზედაპირთან ახლომდებარე სასარგებლო წიაღისეულის არათანაბარი განაწილებითა და სხვა ფაქტორებით.

სუპერპოზიციის (ადიტიურობის) პრინციპის ძალით, ე. ი. გრავიტაციული ეფექტების ერთმანეთზე ზედდების პრინციპის საფუძველზე, სხვადასხვა ზემოთ აღნიშნული გეოლოგიური ფაქტორით განპირობებული მიზიდულობის ეფექტები ჯამური ანომალიის სახით გვევლინება და ამიტომ მისგან ცალკეული ობიექტის შესაბამისი ანომალიის გამოყოფა გრავიტაციული ანომალიური ველის ხარისხობრივი და ოდენობითი გეოლოგიური ინტერპრეტაციის (გეოლოგიური ახსნის) ძირითადი ამოცანაა. აქედან გამომდინარე, ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში გეოლოგიური ახსნისადმი მიდგომა გრავიტაციული ველის გეოლოგიურ აგებულებასთან კანონზომიერ კავშირებს ემყარება.

§ 19. დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლა გრავიმეტრიული მონაცემების საფუძველზე

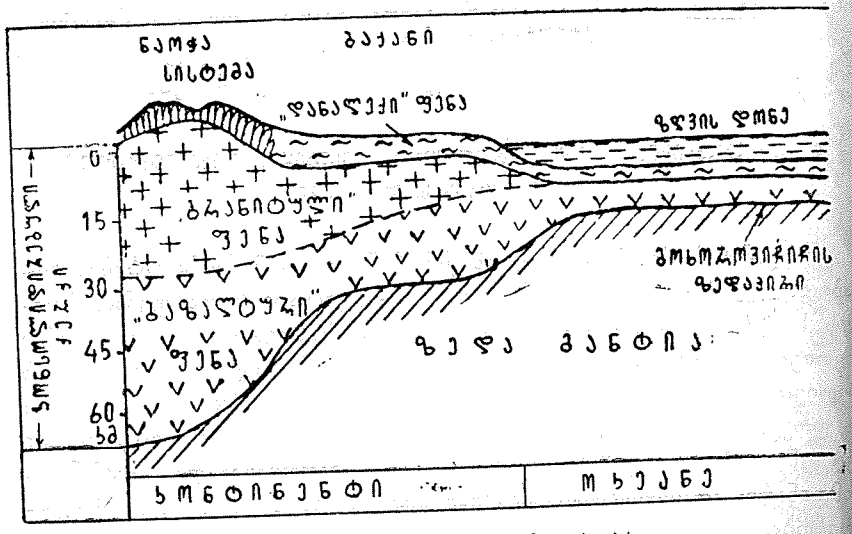
დედამიწის ქერქი — დედამიწის მანტიიდან მოხოროვიჩიჩის ზედაპირით ან საზღვრით გამოყოფილი — ყველაზე ზედა ფენაა, რომლის სისქე 5-დან 70 კმ-მდე იცვლება. ამ საზღვარზე ხდება ქერქის ნივთიერების კრისტალური მდგომარეობიდან მანტიის პლასტიკურ ნივთიერებაში გადასვლა და ამის გამო პირველ რიგში σ სიმკვრივისა და დრეკადი ტალღების გავრცელების v სიჩქარის ცვლილება. თავისი შედგენილობით დედამიწის ქერქი არაერთგვაროვანია და, აქედან გამომდინარე, არაერთგვაროვანია იგი სიმკვრივის მიხედვითაც. ერთგვაროვნობის დარღვევა ხდება როგორც ჰორიზონტალური, ასევე ვერტიკალური მიმართულებით.

დედამიწის ქერქში არჩევენ სამ ძირითად ფენას: „დანალექს“, „გრანიტულსა“ და „ბაზალტურს“. მათი სახელწოდებები პირობითია და ზოგჯერ ბრჭყალებშია მოცემული (ნახ. 25). ასე, მაგალითად, „დანალექი“ ფენა შედგება არა მხოლოდ დანალექი წარმოშობის ქანებისაგან, არამედ იგი ხშირ შემთხვევაში შეიძლება შეიცავდეს, აგრეთვე, მაგმური წარმოშობისა და მეტამორფულ ქანებსაც. საერთოდ კი „დანალექ“ ფენად ითვლება ის ფენა, რომელიც კონსოლიდირებული

ქერქის ზევით მდებარეობს. კონსოლიდირებულ ქერქად კი ერთად აღებული „გრანიტული“ და „ბაზალტური“ ფენები ითვლება.

„გრანიტული“ ფენა ძირითადად გრანიტული, გნეისური და სხვა მჟავე ტიპის ქანებისაგან შედგება.

„ბაზალტური“ ფენის შედგენილობაში ძირითადად ფუძე ქანები მონაწილეობს. ამგვარად, „გრანიტული“ და „ბაზალტური“ სახელწოდებები მიუთითებს შესაბამისი ფენების შემადგენელი ქანების გვარობაზე. „გრანიტულ“ და „ბაზალტურ“ ფენებს შორის საზღვარი ყოველთვის არ არის მკვეთრი, მაგრამ მისი გამოყოფა მაინც შესაძლებელია სეისმური მეთოდებით. ამ საზღვრის დამდგენი მეცნიერის



ნახ. 25. დედამიწის ქერქის სქემატური ჭრილი

პატივსაცემად მას კონრადის საზღვარს (ან ზედაპირს) უწოდებენ. ბოლო მონაცემების მიხედვით ეს საზღვარი ყველგან არ უნდა არსებობდეს. დედამიწის ქერქის შემადგენელი ფენების სიმძლავრეთა შეფარდება შეიძლება ნებისმიერი იყოს, ერთ-ერთი მათგანის მთლიან გამოსოლვამდეც კი.

დედამიწის ქერქის ძირითადი შემადგენელი ფენების გეოფიზიკური დახასიათება შემდეგნაირად შეიძლება წარმოვიდგინოთ:

ცხრილი V.I

ფენა	ფენის სიმძლავრე, კმ		დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარე კმ/წმ	ფენის სიმკვრივე გ/სმ³
	კონტინენტზე	ოკეანეში		
„დანალექი“	0—15	0—1	5,5	1,8—2,5
„გრანიტული“	10—40	როგორც წესი, არ გვხვდება	5,5—6,4	2,6—2,7
„ბაზალტური“	15—40	4—10	6,0—7,0	2,8—2,9

შესამჩნევად იცვლება დედამიწის ქერქის შემადგენელი ფენების სიმკვრივე ჰორიზონტალური მიმართულებითაც. ეს დაკავშირებულია სტრუქტურულ და ფაციალურ ცვლილებებთან, ე. ი. მოცემულ უბანში ნალექდაგროვების პირობების ხასიათსა და მათ ცვლილებებზე ისტორიული განვითარების პროცესში.

დადგენილია დედამიწის ქერქის სამი ტიპი: კონტინენტური, ოკეანური და მათ შორის გარდამავალი. კონტინენტური ქერქის ტიპი ბაქნურ უბნებში ხასიათდება 30—35 კმ სიმძლავრით, ხოლო მთიან მხარეებში მისი სისქე 60—70 კმ-ს აღწევს.

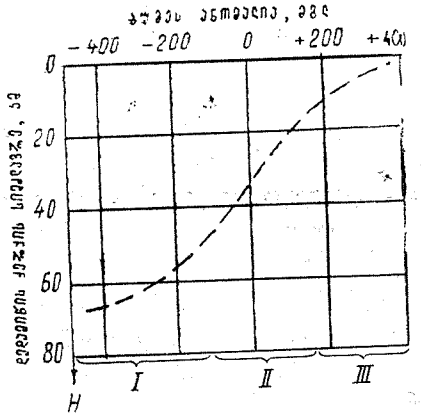
ოკეანური ქერქი ყოველთვის უფრო თხელია (15 კმ-მდე). იგი, როგორც წესი, მოკლებულია გრანიტულ ფენას და მხოლოდ მცირე სისქის (1 კმმდე) დანალექ ფენასთან ერთად შეიცავს ბაზალტურ ფენას (ნახ. 25).

გარდამავალი ტიპი შეესაბამება ხმელეთიდან ოკეანისაკენ გადასვლის ზონას — ეს არის შელფის უბანი და კონტინენტური ფერდობის ზონა. ასეთივე ტიპის ქერქი დამახასიათებელია კიდურა ზღვებისა და კუნძულთა რკალებისათვის, სადაც ქერქის სისქე მცირე სიმძლავრის გრანიტულ ფენასთან ერთად 15—20 კმ სიმძლავრეს აღწევს.

დედამიწის ქერქი, როგორც აღვნიშნეთ, მანტიიდან გამოყოფილია მოხოროვიჩიჩის ზედაპირით (ეს სახელი მისი დამდგენის, იუგოსლაველი მეცნიერის მოხოროვიჩიჩის პატივსაცემადაა მიღებული), სადაც მკვეთრად იცვლება დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარე და შესაბამისად სიმკვრივეც.

დედამიწის ქერქის მოდელების აგებისას მისი გრადიენტულ-ფენობრივი აგებულებიდან გამოდიან. ეს იმას ნიშნავს, რომ თითოეულ ფენაში ხდება სიმკვრივის ზრდა სიღრმის მიხედვით და ფენებს შორის საზღვარი კი მკვეთრი, ნახტომისებრია.

კონტინენტებისა და ოკეანეების ვრცელი ტერიტორიების გრავიმეტრიული და სეისმომეტრული გამოკვლევების შედეგად დადგენილია მიახლოებითი დამოკიდებულება დედამიწის ქერქის სიმძლავრესა (*H*) და სიმძიმის ძალის ბუგეს ანომალიას (Δg) შორის (ნახ. 26).

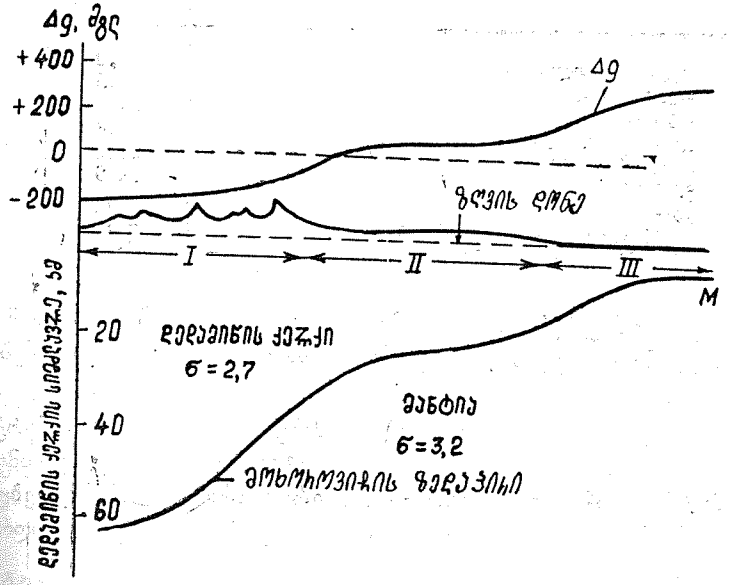


ნახ. 26. სიმძიმის ძალის ანომალიასა და დედამიწის ქერქის სიმძლავრეს შორის კორელაციის სქემა, I—ნაოჭა სისტემები, II—კონტინენტები, III—ოკეანეები

გეოსინკლინურ უბნებში აღინიშნება ინტენსიური უარყოფითი ანომალიები. ბაქნები ხასიათდება სხვადასხვა ნიშნის მცირე მნიშვნელობის ანომალიებით, ხოლო ოკეანეები — მაღალი მნიშვნელობის დადებითი ანომალიებით. ეს იმით აიხსნება, რომ დედამიწის ქერქის საგები მოხოროვიჩიჩის ზედაპირი უფრო ღრმადაა განლაგებული გეოსინკლინურ უბნებში, ვიდრე ოკეანის ქვეშ. Δg მრუდი ასახავს მოხოროვიჩიჩის ზედაპირის ფორმას (ნახ. 27).

დედამიწის ქერქის ერთი ტიპიდან მეორეში გადასვლისას მისი სისქისა და შედგენილობის ცვალებადობასთან დაკავშირებული სიმკვრივის ცვლილებები აისახება სიმძიმის ძალის ანომალიებში.

ოკეანური ქერქის პირობებში სიმძიმის ძალა მეტი უნდა იყოს, ვინაიდან ასეთი ქერქის სიმკვრივე მეტია. ნაოჭა სისტემებში კი, სადაც ნაკლებად მკვრივი ქანები დიდ სიღრმეზე ვრცელდება, სიმძიმის ძალის მნიშვნელობა კლებულობს. მაგრამ ქერქის აგებულებასთან ასეთი დამოკიდებულება რეალურ გრავიტაციულ ველში ყოველთვის არ აისახება. ამასთანავე სიმძიმის ძალის ანომალია ბუგეს ან არასრულ ტოპოგრაფიულ რედუქციაში, ხშირ შემთხვევაში, კარგ კორელაცია-



ნახ. 27. მოხოროვიჩიჩის ზედაპირსა და სიმძიმის ძალის ბუგეს ანომალიას შორის დამოკიდებულების გრაფიკი

შია რელიეფთან — გარკვეულ ფართობზე რელიეფის გასაშუალოებულ მნიშვნელობასთან. აქედან გამომდინარე, ნ. გრუშინსკი თვლის, რომ კორელაციის შედარებით ნათელი სურათი მიიღება დედამიწის ქერქის სიმძლავრის, ბუგეს ანომალიისა და რელიეფის ურთიერთკავშირის გათვალისწინებით. ამ მხრივ აღსანიშნავია მის მიერ მოწოდებული დამოკიდებულება

$$M = M_0 + K\Delta g_{\text{ბ}}, \qquad \text{(V.I)}$$

სადაც M არის ქერქის სისქე, M_0 — ქერქის სისქე იმ უბნებისათვის, სადაც რელიეფის აბსოლუტური სიმაღლე ზღვის დონიდან ნულის ტოლია ($H=0$), $\Delta g_ბ$ — სიმძიმის ძალის ანომალია ბუგეს რედუქციაში და K — ემპირიული კოეფიციენტი, რომლის მნიშვნელობები M_0 ქერქის სისქის შესაბამისად მოცემულია V.2 ცხრილში.

ცხრილი V.2

უბანი	M_0 კმ	K კმ/მგლ
დედამიწა მთლიანად	35,0	0,073
ხმელეთი მთლიანად	37,5	0,059
ამერიკა	31,1	0,102
ევრაზია და ამერიკა	41,4	0,033
ყველა ზღვა და ოკეანე	30,8	0,062
ატლანტის ოკეანე	24,9	0,041
წყნარი ოკეანე	44,7	0,132
შორეული აღმოსავლეთის ზღვები	27,5	0,044
შავი და კასპიის ზღვები	32,7	0,092

ეს მონაცემები საშუალებას იძლევა ბუგეს ანომალიის მიხედვით დავადგინოთ დედამიწის ქერქის სიმძლავრე დედამიწის ნებისმიერი უბნისათვის.

გრავიტაციული ანომალიების მიხედვით დედამიწის ქერქის სიმძლავრის დადგენის აღწერილი უმარტივესი ხერხი გულისხმობს დედამიწის ქერქის ერთფენოვან და ერთგვაროვან გამარტივებულ ავებულებას, სადაც სიმკვრივის მნიშვნელობა იზრდება სიღრმის მიხედვით.

ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ დედამიწის ქერქი შედგება სამი, სიმკვრივის მიხედვით განსხვავებული ფენისაგან. სიმკვრივის ცვლილების ეს რთული სურათი თავის გამოვლინებას პოულობს გრავიტაციულ ველში. გრავიტაციული ანომალიებით დედამიწის ქერქში სიმკვრივეთა არათანაბარი განაწილების დადგენის სხვადასხვა მეთოდი არსებობს, რომელთაგან ხშირად შერჩევის მეთოდს მიმართავენ.

სრულიად ნათელია, რომ შედარებით პატარა, დედამიწის ზედაპირთან ახლოს განლაგებულ ანომალიურ მასებს მცირე ლოკალური ანომალიები შეესაბამება და, პირიქით, რეგიონული ანომალიები ძირითადად გამოწვეულია ღრმად განლაგებული დიდი ზომის ანომალიური სხეულების მოქმედებით.

„დანალექი“ ფენის შემცველი ქანების სიმკვრივე მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება როგორც ვერტიკალური, ასევე ჰორიზონტალური მიმართულებით, რაც ართულებს ამ ფენის გრავიტაციული ეფექტის ზუსტად გამოთვლას, განსაკუთრებით მაშინ, როცა მისი სიმძლავრე დიდია. „გრანიტული“ და „ბაზალტური“ ფენების სიმკვრივეც არ არის მუდმივი, მაგრამ ეს ცვლილება ხდება უმნიშვნელო ფარგლებში. განსაკუთრებით კი ვერტიკალური მიმართულებით, რაზეც მიუთითებს მასში დრეკადი ტალღების გავრცელების სიჩქარის ცვალებადობა. ამიტომ ანომალიური ველის გამოთვლის დროს პირველი მიახლოებით შეიძლება ჩაითვალოს, რომ „გრანიტული“ და „ბაზალტური“ ფენების საშუალო სიმკვრივე მუდმივია.

დედამიწის ქერქის ქვეშ მდებარე მანტიის ზედა ნაწილის ნივთიერებას სიმკვრივის მიხედვით, რეგიონის ფარგლებში ჰორიზონტალური მიმართულებით ერთგვაროვნად თვლიან, მაგრამ უშვებენ ამ ფიზიკური პარამეტრის ცვლილებას ერთი რეგიონიდან მეორეში გადასვლის დროს.

§ 21. დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლის შერჩევის მეთოდი

დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლის მეთოდს საფუძვლად უდევს ერთი საკონტაქტო ზედაპირის გრავიტაციული ეფექტის გამოსათვლელი ფორმულა, რომელსაც სამგანზომილებიანი სხეულისათვის აქვს შემდეგი სახე:

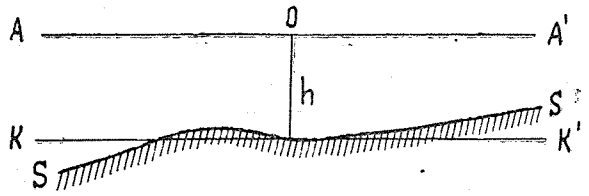
$$\Delta g = f\sigma \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty}\int_0^{z} \frac{rzd\alpha dr dz}{(r^2+z^2)^{3/2}} = f\sigma \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty}\int_0^{h} \frac{rzd\alpha dr dz}{(r^2+z^2)^{3/2}} +$$

$$+ f\sigma \int_0^{2\pi}\int_0^{\infty}\int_h^{z} \frac{rzd\alpha dr dz}{(r^3+z^2)^{3/2}} = 2\pi f\sigma h + \Delta g_1, \qquad (V.2)$$

სადაც h არის გარემოს გამყოფი ზედაპირის საშუალო სიღრმე, $\Delta g_1 — KK'$ სიბრტყესა და S ზედაპირს შორის მოთავსებული ანომალიური მასების მიზიდულობის ვერტიკალური მდგენელი, $2\pi f\sigma h — h$ სისქის მქონე ჰორიზონტალური ფენის მიზიდულობის ეფექტი (ნახ. 28).

როგორც (V. 2) ფორმულიდან ჩანს, S ზედაპირის ჩაწოლის z სიღრმის განსაზღვრა, რაც საკონტაქტო ზედაპირის განსაზღვრის ძი-

რითადი ამოცანაა, დაიყვანება ინტეგრალური განტოლების ამოხსნამდე. ეს შესაძლებელია მხოლოდ ზოგიერთი გამარტივებისა და z-ით



ნახ. 28. გარემოს ერთი გამყოფი ზედაპირის სქემა

ინტეგრირების შემდეგ, რაც მართკუთხა კოორდინატთა სისტემაში ორგანზომილებიანი სხეულებისათვის მოგვცემს

$$\Delta g_1 = 2f\sigma \int_{-\infty}^{\infty} z(x)\,\frac{h}{x^2+h^2}\,dx, \qquad (V.3)$$

ხოლო სამგანზომილებიანი სხეულებისათვის

$$\Delta g_1 = f\sigma \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} z(x,\ y)\,\frac{h}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}\,dxdy. \qquad (V.4)$$

(V. 3) და (V. 4) განტოლებები შეიძლება ამოიხსნას ერთი საკონტაქტო ზედაპირისათვის, თუ ცნობილი იქნება σ და h.

n საკონტაქტო ზედაპირისათვის გვექნება ერთი განტოლება n უცნობით, რომელსაც ორგანზომილებიანი სხეულებისათვის ექნება შემდეგი სახე:

$$\Delta g = 2f \sum_{i=1}^{n} \left[\sigma_i \int_{-\infty}^{\infty} z_1(x)\,\frac{h_i}{x^2+h_i^2}\,dx, \right. \qquad (V.5)$$

ხოლო სამგანზომილებიანისათვის

$$\Delta g = f \sum_{i=1}^{n} \left[\sigma_i \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} z_i(x,\ y)\,\frac{h_i^3}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}}\,dxdy, \right. \qquad (V.6)$$

სადაც σ_i არის სიმკვრივეთა სხვაობა გამყოფ ზედაპირზე, h_i — გამყოფი ზედაპირის ჩაწოლის სიღრმე რომელიმე ფიქსირებულ წერტილში, ხოლო $Z_i(x)$ და $Z_i(x,\ y)$ შესაბამისად ორ და სამგანზომილებიანი სხეულების საპოვნი ზედაპირები.

თითოეული ამ განტოლებათაგანი Δg, h_i და σ_i მოცემული მნიშვნელობებისთვის შეიცავს Z_i ფუნქციის n უცნობ სიდიდეს, რომლებიც, ცხადია, ერთი განტოლებიდან არ განისაზღვრება. ამ შემთხვევაში შებრუნებული ამოცანა შეიძლება ამოიხსნას მხოლოდ შერჩევის გზით.

განვიხილოთ დედამიწის ქერქში ორგანზომილებიანი ანომალიური მასების გრავიტაციული ეფექტის გამოთვლის ბ. ბალავაძის მიერ მოწოდებული შერჩევის მეთოდი, რომლის მიხედვით „დანალექ“ ფენაში ანომალიურ მასებად ითვლება ის წყებები, რომლებიც მდებარეობს ზღვის (00) დონის დაბლა კრისტალური ფუნდამენტის ზედაპირამდე და გააჩნია $(\sigma_i - \sigma_0)$ ჭარბი სიმკვრივე, სადაც σ_0 არის გრანიტული ფენის, ხოლო σ_i — დანალექი ფენის ცალკეული წყების საშუალო სიმკვრივე (ნახ. 29).

დანალექი წყების კომპლექსის ანომალიური მასების გრავიტაციული $\Delta g_{\text{ჯ}}$ ეფექტი, რომელთა ჭარბი სიმკვრივეებია $\sigma_1 - \sigma_0$; $\alpha_2 - \sigma_0$; $\sigma_3 - \sigma_0$ და ა. შ. იუნგის ან გამბურცევის პალეტის საშუალებით შეიძლება გამოთვლილ იქნეს ფორმულით

$$\Delta g_{\text{ჯ}} = \sum (\sigma_i - \sigma_0)\, a_i.$$

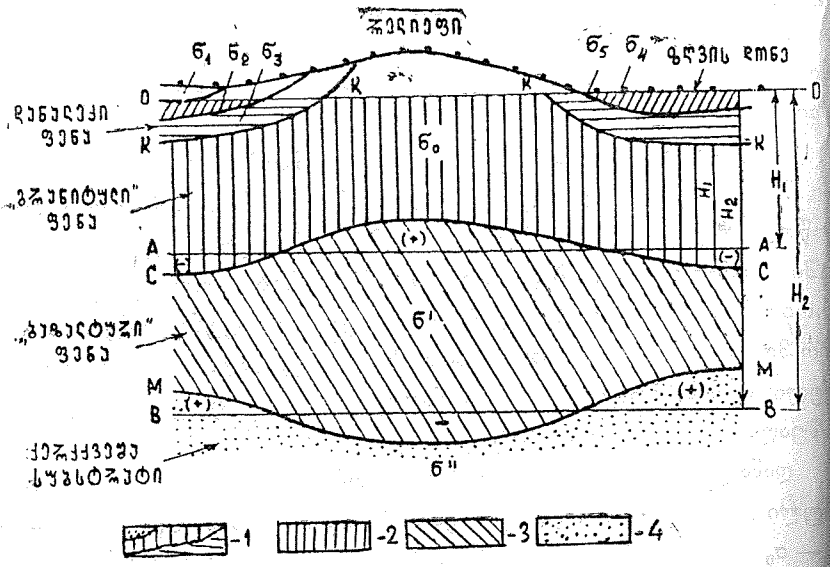
აქ $a_i = A_i\,\alpha$, სადაც α პალეტის თანაბარი ქმედების ფართობების (წერტილების) დანაყოფის ფასია, ხოლო A_i — ორგანზომილებიანი ანომალიური მასების კვეთში მოხვედრილი წერტილების რიცხვი.

გრანიტულ და ბაზალტურ ფენებში ორგანზომილებიანი ანომალიური მასების გრავიტაციული ეფექტი შეიძლება გამოთვლილ იქნეს შემდეგი გამოსახულებებით:

$$\Delta g_{\text{გრ}} = (\sigma' - \sigma_0)b; \quad \Delta g_{\text{ბაზ}} = (\sigma'' - \sigma')\,c,$$

სადაც b და c პალეტით ათვლილი თანაბარი მოქმედების წერტილთა რაოდენობაა AA—CC და BB—MM ზედაპირებს შორის.

იმ ანომალიური მასების გრავიტაციული ეფექტი, რომლებიც AA და BB პირობით ზედაპირების ზევით მდებარეობს, ითვლება დადებითად, ხოლო ამ ზედაპირების ქვევით მდებარე მასებისა — უარყოფითად (ნახ. 29).



ნახ. 29. დედამიწის ქერქის აღნაგობის ორგანზომილებიანი მოდელი (ბალავაძის მიხედვით). 1—დანალექი კომპლექსი, 2—გრანიტული ფენა, 3—ბაზალტური ფენა, 4—ქერქქვეშა ნივთიერება

ამ მეთოდის მიხედვით $\Delta g_{ჯ}$ ჯამური გრავიტაციული ეფექტის გამ... Სათვლელად საჭიროა $\Delta g_{დ} + \Delta g_{გრ} + \Delta g_{ბაზ}$ ჯამს დაემატოს მ...დმივი წევრ...

$$2\pi f (\sigma' - \sigma_0)(H_2 - H_1),$$

რომელიც გამოხატავს $H_2 - H_1$ სისქისა და $\sigma' - \sigma_0$ ეფექტური სიმკვრ... ვის მქონე ფენის გრავიტაციულ ეფექტს, სადაც H_1 და H_2 შესაბამ... სად AA და BB ზედაპირების ჩაწოლის სიღრმეებია.

ამგვარად,

$$\Delta g_{ჯ} = \sum (\sigma_1 - \sigma_0)\, a_i + (\sigma' - \sigma_0)\, b + (\sigma'' - \sigma')\, c +$$
$$+ 2\pi f (\sigma' - \sigma_0)(H_2 - H_1). \qquad (V$$

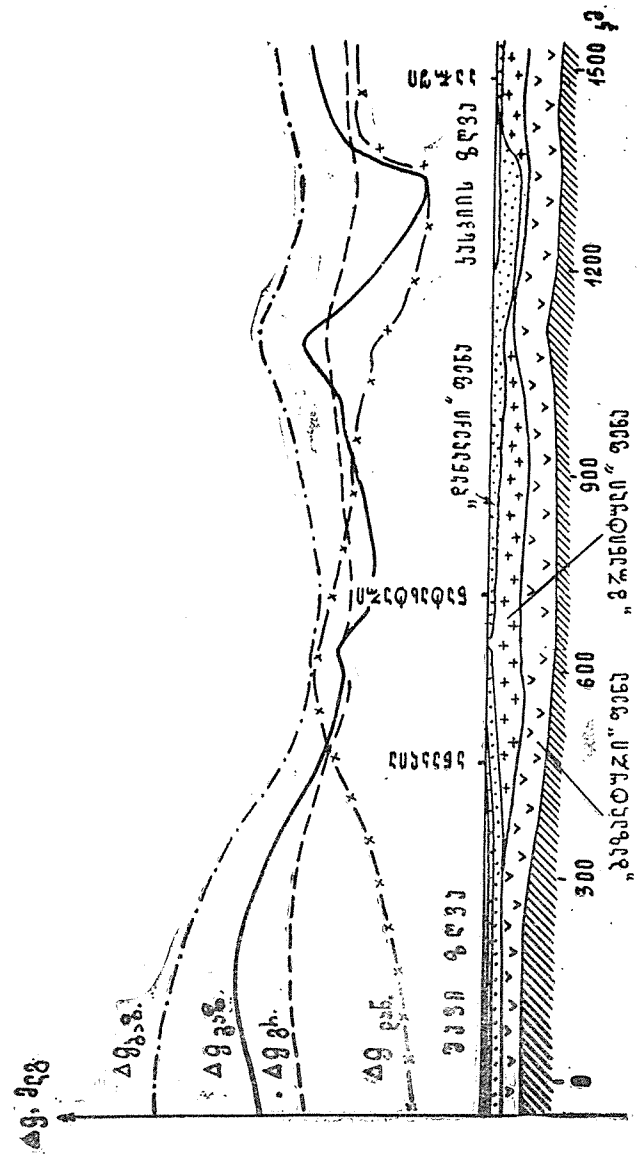
ამ ფორმულის პრაქტიკული რეალიზაციის დროს ნორმალური დედამიწის ქერქის სიმძლავრე ავტორის მიერ მიღებულია 35 კმ ტოლად, ხოლო მისი საშუალო სიმკვრივე — 2,70 გ/სმ³.

აღნიშნული მეთოდით სიმძიმის ძალის ანომალიის ოდენობით ინტერპრეტაციის დროს საჭიროა რომელიმე პროფილის გასწვრივ პირველი მიახლოებით შევარჩიოთ დედამიწის ქერქის აგებულების სიმკვრივული მოდელი და გამოვითვალოთ მისი ჯამური გრავიტაციული ეფექტი. გამოთვლილ $\Delta g_{გამ}$ ანომალიის მრუდს ადარებენ ამავე პროფილზე საინტერპრეტაციო სიმძიმის ძალის ანომალიის მრუდს. თუ ეს მრუდები ერთმანეთს არ დაემთხვა, მაშინ პირველი მიახლოებით შერჩეული მოდელი ზუსტდება მანამ, სანამ არ შეირჩევა ისეთი მოდელი, რომლის გრავიტაციული ეფექტი პროფილზე არ დაემთხვევა საინტერპრეტაციო ანომალიურ მრუდს.

$\Delta g_{ბაზ} = \Delta g_{დან} + \Delta g_{გრ} + \Delta g_{ბაზ}$ დამოკიდებულება გვიჩვენებს, რომ $\Delta g_{ბაზ}$ მრუდი აღნიშნული მეთოდით სამ შემადგენლად იყოფა. ასეთი გაყოფა საშუალებას გვაძლევს წარმოდგენა ვიქონიოთ გრავიტაციული ანომალიის წარმოქმნაში დანალექ, გრანიტულ და ბაზალტურ ფენებში ცალკეული ანომალიური მასების ხვედრის შესახებ. $\Delta g_{გრ}$ და $\Delta g_{ბაზ}$ სიდიდეების შეჯამებით ნებისმიერი საკვლევი უბნისათვის შეიძლება მივიღოთ გრავიტაციული ველის რეგიონული ფონის მნიშვნელობა. დეტალური აგეგმვით მიღებული გრავიტაციული ანომალიიდან ამ ფონის გამორიცხვას მივყავართ მხოლოდ დანალექ ფენაში არსებული ანომალიური მასების მიერ გამოწვეული ლოკალური ანომალიების მიღებამდე. ლოკალური ანომალიებით კი შესაძლებელია სასარგებლო წიაღისეულის თვალსაზრისით საინტერესო გეოლოგიური სტრუქტურებისა და საბადოების უფრო ზუსტად გამოვლენა, ვიდრე ეს მოხდებოდა ასეთი ოპერაციის ჩატარების გარეშე.

30-ე ნახაზზე მოცემულია ბ. ბალავაძის მეთოდით მიღებული დედამიწის ქერქის აგებულების მოდელი, ამიერკავკასიის მთათაშუეთის გასწვრივ გამავალ პროფილზე შავი ზღვიდან კასპიის ზღვამდე.

დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის აგებულების შესწავლის მეთოდებიდან აღსანიშნავია კ. ქართველიშვილის მიერ პლანეტარული სიმკვრივული მოდელის საფუძველზე დამუშავებული შერჩევის მეთოდი. ამ მოდელში ნორმალური დედამიწის ქერქი წარმოდგენილია ზედა და ქვედა ორი ფენით, რომელთა სიმძლავრეები შესაბამისად



ნახ 30. დედამიწის ქერქის ჭრილი ანაკლია—ნატახტარი—ალუაბედი—ყარშის პროფილზე (ზ. ბალავაძისა და ზ. თვალთვაძის მიხედვით)

$H_1=20$ კმ და $H_2=15$ კმ, ხოლო მათი სიმკვრივეები $\sigma_1=2{,}72$ გ/სმ³ და $\sigma_2=2.92$ გრ/სმ³. ნორმალური ზედა მანტიის სიმძლავრე კი $H_3=85$ კმ და სიმკვრივე $\sigma=3.314$ გ/სმ³. პლანეტარული სიმკვრივეული მოდელის საფუძველი საშუალებას იძლევა ამ მეთოდით სიმძიმის ძალის ანომალიას მიეცეს მკაცრად დასაბუთებული ფიზიკურ-გეოლოგიური შინაარსი.

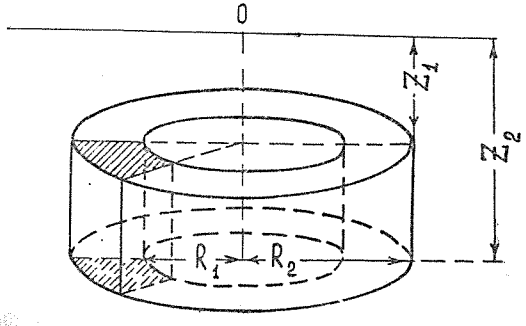
სამგანზომილებიანი დედამიწის ქერქის ანომალიური მასების გრავიტაციული ეფექტის გამოსათვლელად გამოიყენება გ. შენგელაიას მიერ დამუშავებული შერჩევის მეთოდი, რომელიც დაფუძნებულია ანომალიური მასების ვერტიკალური ცილინდრებითა და ცილინდრული რგოლებით აპროქსიმაციაზე. ამ სხეულების მიზიდულობის ვერტიკალური მდგენელის გამოსათვლელი ფორმულის

$$\Delta g = f\sigma \int_0^{2\pi} \int_{R_1}^{R_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{rzdrd\alpha dz}{(r^2+z^2)^{3/2}} \qquad (V.8)$$

ინტეგრირებით ცილინდრული რგოლის მიზიდულობის ვერტიკალური მდგენელისათვის მივიღებთ

$$\Delta g = 2\pi f\sigma \left[\sqrt{z_1^2+R_1^2} - \sqrt{z_2^2+R_2^2} + \sqrt{z_2^2+R_1^2} - \sqrt{z_1^2+R_2^2}\right], \qquad (V.9)$$

სადაც R_1 და R_2 ცილინდრული რგოლის შიგა და გარე რადიუსებია; z_1 და z_2 შესაბამისად გაზომვის ჩატარების წერტილიდან ცილინდრის



ნახ. 31. ვერტიკალური წრიული ცილინდრის პარამეტრები

ზედა (სახურავი) და ქვედა (საგები) გვერდებამდე სიღრმეები; σ — მისი ეფექტური სიმკვრივე.

ვერტიკალური ცილინდრის ცალკეული n სექტორის (ნახ. 31, დაშტრიხული ნაწილი) $\delta\Delta g$ გრავიტაციული ეფექტისათვის გვექნება

$$\delta\Delta g = \frac{2\pi f\sigma}{n}\left(\sqrt{z_1^2+R_1^2}-\sqrt{z_2^2+R_2^2}+\sqrt{z_2^2+R_2^2}-\sqrt{z_1^2+R_1^2}\right). \quad (V.10)$$

(V. 9) და (V. 10) ფორმულების საფუძველზე შედგენილია სპეციალური ცხრილები, რომელთა გამოყენებით შესაძლებელია დედამიწის სამგანზომილებიანი მოდელის აგებასთან დაკავშირებული გამოთვლების ოპერატიული და საჭირო სიზუსტით ჩატარების უზრუნველყოფა დედამიწის ნებისმიერი რაიონისათვის. ამ ცხრილების საშუალებით ანომალიური მასების გრავიტაციული ეფექტი შეიძლება გამოითვალოს დედამიწის ფიზიკურ ზედაპირზე პუნქტის გარშემო 250 კმ-მდე რადიუსში, რისთვისაც მხედველობაშია მიღებული დედამიწის სიმრუდე და ამით ბრტყელი ფენის გრავიტაციული ეფექტი შეცვლილია სფერული შრის გრავიტაციული ეფექტით. ამ მეთოდის საფუძველზე შედგენილია სათანადო პროგრამები დიდი და პერსონალური ელექტრონული გამომთვლელი მანქანების საშუალებით მისი რეალიზაციისათვის.

§ 22. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება რეგიონული გეოლოგიის ამოცანების გადასაწყვეტად

რეგიონული გეოლოგიის ამოცანების გადასაწყვეტად გრავიმეტრიული მეთოდი ფართოდ გამოიყენება ტექტონიკური დარაიონების, კრისტალური ფუნდამენტისა და დანალექი საფარის შესწავლის საქმეში.

ტექტონიკური დარაიონების შემთხვევაში გეოსინკლინური და ბაქნური რეგიონების საზღვრების გამოყოფა და დაზუსტება შესაძლებელი ხდება იმის საფუძველზე, რომ ამ რეგიონების შესაბამისი გრავიტაციული ველების საერთო ხასიათი მკვეთრად განსხვავდება ერთმეორისაგან. კიდურა მთისწინა ღრმულები, რომლებიც გარს უვლიან ბაქნებს, ხასიათდება სიმძიმის ძალის უარყოფითი ანომალიებით, რომელიც წესი, რამდენიმე ათეული მილიგალის ინტენსიურობით. ეს გარემოება საშუალებას იძლევა გრავიმეტრიული აგეგმვის საფუძველზე გამოიყოს და დაზუსტდეს ბაქნური და გეოსინკლინური უბნების გაყოფი მთისწინა ღრმულების ადგილმდებარეობა, რასაც დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ჩვეულებრივი მეთოდებით გეოლოგიური აგეგმვის

თვის ძნელად მისაწვდომი (ტაიგა, უდაბნო) ან სავსებით მიუწვდომი (წყლის სივრცეები) რაიონების შესასწავლად.

ბაქნურ უბნებში გრავიტაციული ანომალიების ხასიათი ძირითადად განპირობებულია დანალექი წყების სტრუქტურით, შედგენილობით, სიმძლავრით და კრისტალური ფუნდამენტის სახურავის რელიეფით, სტრუქტურითა და შედგენილობით.

დანალექი წყების სტრუქტურა და შედგენილობა განაპირობებს რამდენიმე მილიგალი ინტენსიურობის გრავიტაციულ ანომალიებს. ბაქნიდან დანაოჭებული ზონისაკენ გარდამავალ უბნებში დანალექი ქანების სიმკვრივე იმდენად იზრდება (მათი სიმძლავრის ერთდროული მატებითა და ფაციალური შედგენილობის ცვლილებით), რომ ეს ფაქტორი ცხადად ვლინდება გრავიტაციულ ანომალიებში.

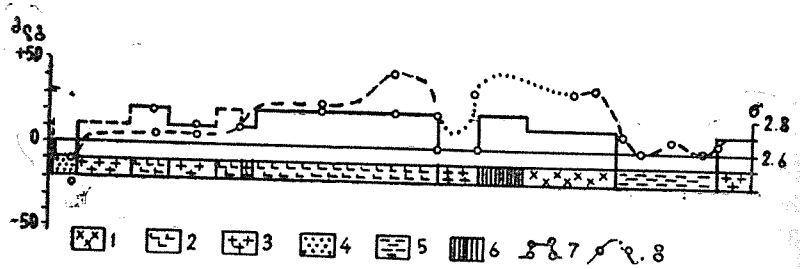
კრისტალური ფუნდამენტის მცირე სიღრმეებზე ჩაწოლის უბნებში გრავიტაციული ანომალიების ძირითად ფაქტორად ვლინდება ფუნდამენტის შინაგანი სტრუქტურა და შედგენილობა. ფუნდამენტის შედგენილობაში ძირითადად მონაწილეობს ძლიერ დისლოცირებული მეტამორფული ქანები და სხვადასხვა ტიპის ინტრუზიული ქანები. ფუნდამენტის ქანების სიმკვრივე საკმაოდ დიდ ფარგლებში იცვლება. მაგალითად, კარელიაში კამბრიულისწინა კრისტალური ქანების სიმკვრივე ცვალებადობს 2,5-დან 3.3 გ/სმ³-მდე (ნახ. 32).

ამ ნახაზზე მოცემულ კრისტალური ფუნდამენტის ჭრილში შეიმჩნევა უძველესი ნაოჭა სტრუქტურები, რომლებიც დანაწევრებულია გრანიტული ბათოლითებითა და სხვა ტიპის ინტრუზიული სხეულებით. ფუნდამენტის შიგნით არსებობს ციცაბო, თითქმის ვერტიკალური კონტაქტები სხვადასხვა წყებასთან, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში სხვადასხვა სიმკვრივისაა. ამის შესაბამისად ფუნდამენტის უფრო მკვრივი ქანების გაშიშვლებაზე აღინიშნება სიმძიმის ძალის მაქსიმუმები, ხოლო ნაკლებად მკვრივი ქანების გამოსავლებზე — მინიმუმები (ნახ. 32). ანომალიების ინტენსიურობა რიგ შემთხვევაში ათეულ მილიგალს აღწევს.

ფუნდამენტის შიდა სტრუქტურებთან დაკავშირებულ გრავიტაციულ ანომალიებს, რომლებსაც მაგნიტური ანომალიებიც უკავშირდება, გეგმაზე ხშირად ხაზოვანი ფორმა აქვს. ზოგ შემთხვევაში ეს კავშირი დასაბუთებულია ბურღვითი სამუშაოებით (კრივოი-როგი, კურსკის მაგნიტური ანომალია). თუ გრავიტაციული და მაგნიტური აგეგმვები მოიცავს, აგრეთვე, ბაქნების გაშიშვლებულ უბნებს — ფარებს, მაშინ სქემა შეიძლება არსებითად დაზუსტდეს. კერძოდ,

შეიძლება დამყარდეს მიახლოებითი კავშირი ანომალიური ველების ხასიათსა და ფუნდამენტის ქანების გარკვეულ კომპლექსებს შორის (ნახ. 33).

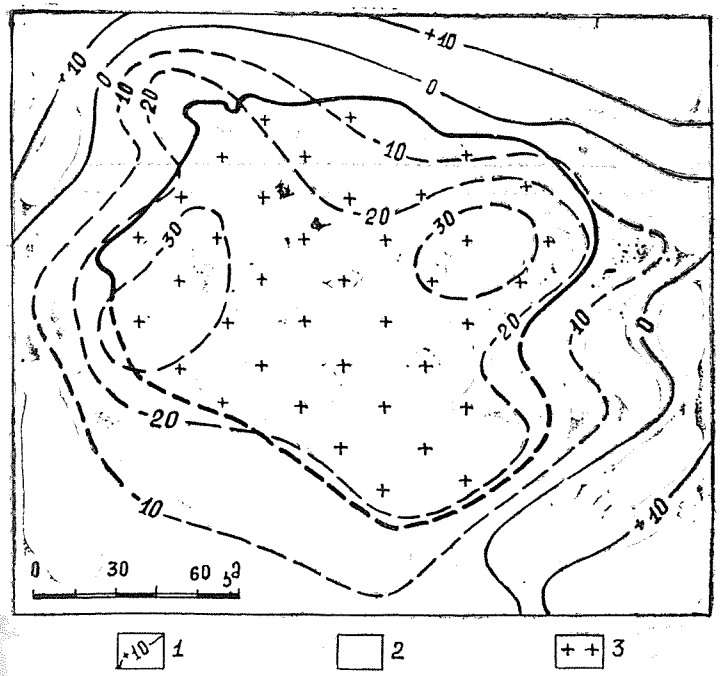
ფუნდამენტის სტრუქტურის შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს ბაქნური უბნების დანალექი წყების სტრუქტურის შეცნობისათვის.



ნახ. 32. სიმძიმის ძალის ანომალიის მრუდი ბალტიის ფარის გაშიშვლებული ნაწილის რაიონში ერთ-ერთ პროფილზე და მისი კავშირი კამბრიულის წინა კრისტალური ქანების გეოლოგიურ და სიმკვრივულ ჭრილთან (ბ. ანდრეევის მიხედვით). 1—არქეული გრანიტ გნეისები; 2—მიგმატიტები; 3—გრანიტები; 4—კვარციტები და ქვიშები; 5—ფიქლები, დოლომიტები, დიაბაზები; 6—ფილიტები; 7—ქანების სიმკვრივის მრუდი; 8—Δg მრუდი

რიგ შემთხვევაში, მაგალითად, ე. წ. „მეორე ბაქოს“ ზოგიერთ რაიონში, დგინდება გარკვეული შესაბამისობა მაგნიტურ და გრავიტაციულ ანომალიებსა და დანალექ წყებაში სტრუქტურულ ფორმებს შორის.

ბაქნურ უბნებში დანალექი წყების შესწავლის გრავიმეტრიული მეთოდის შესაძლებლობა გაცილებით ეფექტური ხდება, როდესაც მას იყენებენ სხვა გეოფიზიკურ მეთოდებთან კომპლექსში.

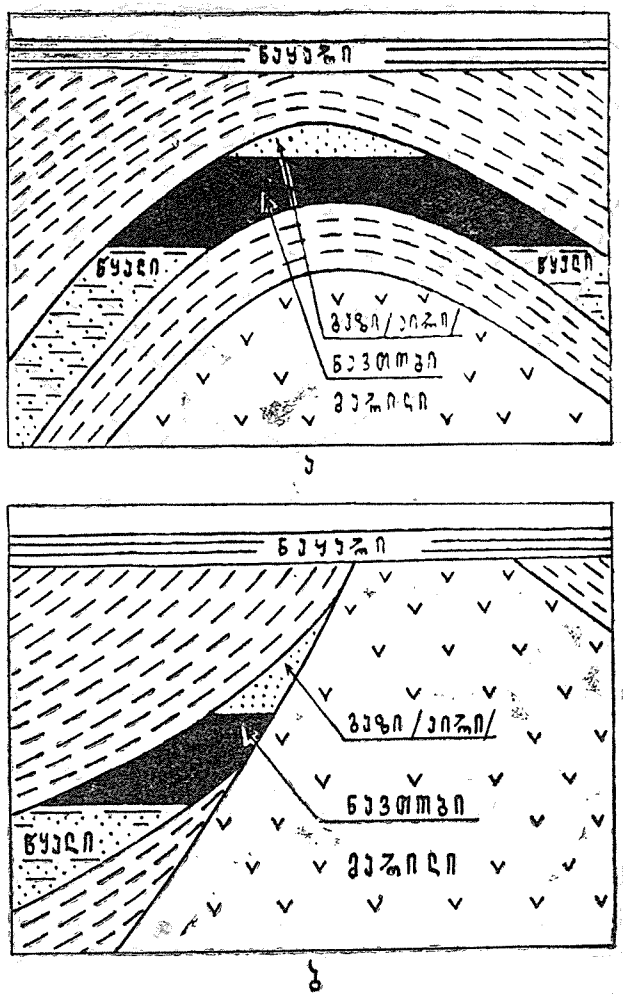


ნახ. 33. გრავიტაციული ანომალია გრანიტ—რაპაკივის ინტრუზივზე (ბ. ანდრეევის მიხედვით). 1—იზოანომალიები ყოველ 10 მილიგალზე, 2—გნეისები, მიგმატიტები (σ=2,7--2,8 გ/სმ³), 3—გრანიტები, რაპაკივები (σ=2,6 გ/სმ³)

§ 23. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიებისათვის

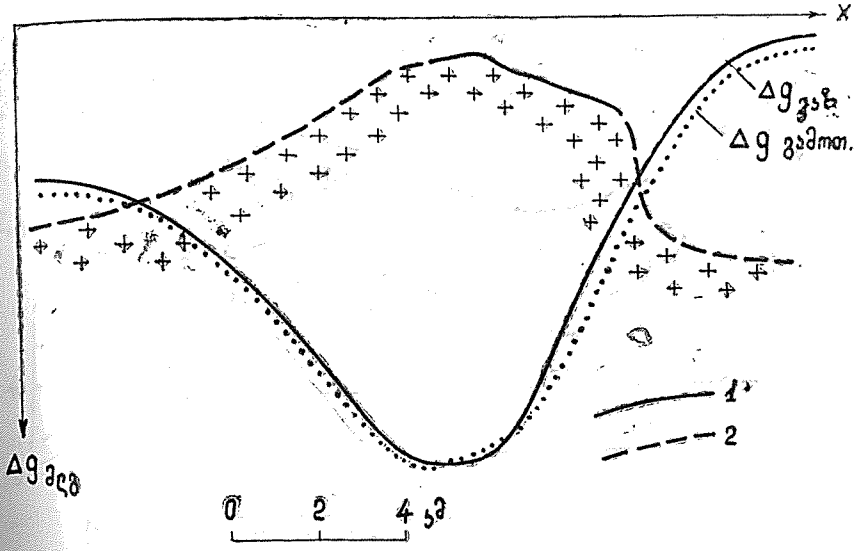
ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი სხვა გეოფიზიკურ მეთოდებთან კომპლექსში გამოიყენება ამა თუ იმ სასარგებლო წიაღისეულის შემცველი ტექტონიკური ზონების და სტრუქტურების გამოყოფისა და ასევე მადნეული და არამადნეული საბადოების ძებნა-ძიებისათვის. შევჩერდეთ ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის ამ მხრივ გამოყენების მოკლე დახასიათებაზე.

ნავთობისა და გაზის შემცველი მარილის გუმბათების, ანტიკლინური ნაოჭების, რიფული მასივების, თაღოვანი და სხვა სტრუქტურების ძებნისა და ძიებისათვის აღნიშნული მეთოდი ფართოდ გამოიყენება.



ნახ. 34. მარილის გუმბათებისა და მასთან დაკავშირებული ნავთობის საბადოების სქემატური პრილები (ბ. ანდრეევის მიხედვით)

ძიებისათვის უფრო მეტად ხელსაყრელია მარილის გუმბათები, რადგანაც მარილი შემცველი ქანებისაგან განსხვავდება დაბალი სიმკვრივით ($\sigma = 2.1$ გ/სმ³) და გუმბათური სტრუქტურით (ნახ. 34).



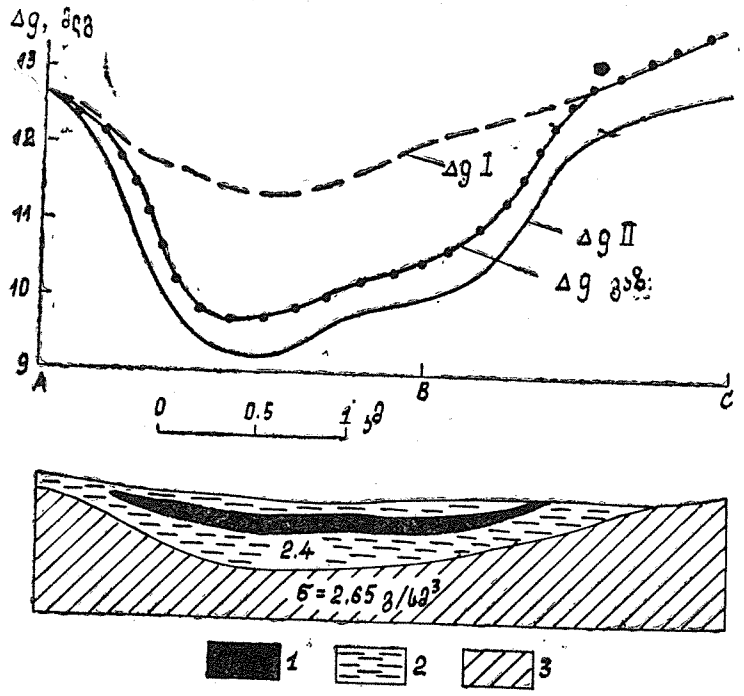
ნახ. 35. მარილის გუმბათის რელიეფის განსაზღვრის შედეგი ძიების სეისმური (1) და გრავიმეტრიული (2) მეთოდებით (ლ. ლის მიხედვით)

მარილის გუმბათები ურალის, დნეპრ-დონეცკის დეპრესიაში და სხვა რაიონებში გამოიყოფა იზომეტრიული ინტენსიური უარყოფითი ანომალიებით, რომლის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ არა მარტო ადგილმდებარეობასა და ფორმაზე, არამედ მათი ჩაწოლის სიღრმეზეც (ნახ. 35).

ანტიკლინური ნაოჭები მისი შემადგენელი ქანების ჭარბი სიმკვრივის ნიშნის მიხედვით დადებით ან უარყოფით იზომეტრიულ ანომალიებს ქმნის.

ნავთობისა და გაზის ბევრი საბადო რიფულ მასივებს უკავშირდება და მათი ძიებისათვის გამოიყენება, როგორც რეგიონული, ასევე ლოკალური ანომალიების ანალიზი. რიფული კირქვები, როგორც წესი, გამოიყოფა დადებითი ანომალიებით.

თაღოვანი ბაქნური სტრუქტურები, რომლებთანაც ხშირადაა დაკავშირებული ნავთობისა და გაზის საბადოები, მცირე ამპლიტუდითა და ჩაწოლის დიდი სიღრმით ხასიათდება, ამიტომ მათი ძიება მხოლოდ

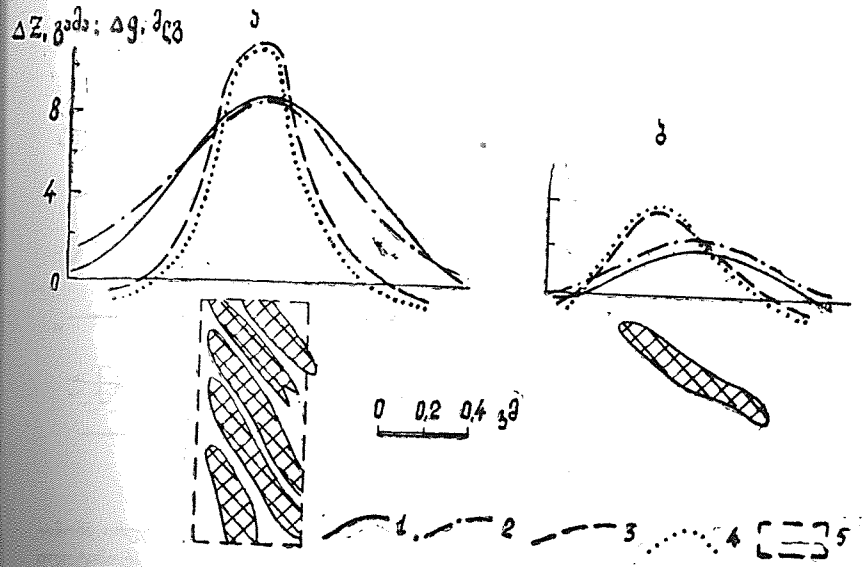


ნახ. 36. ბლერ-ატილის (ავსტრალია) ქვანახშირის აუზის სიმძიმის ძალის ანომალია და გეოლოგიური ჭრილი (რ. ტერის მიხედვით). 1—ქვანახშირი, 2—ნახშირიანი წყება, 3—ფუნდამენტის ქანების გრავიტაციული ეფექტები: I—დანალექი წყების, II—ქვანახშირის ფენის

მაღალი სიზუსტის გრავიმეტრული ხელსაწყოების საშუალებით ხერხდება.

ნახშირის საბადოების ძიებასთან დაკავშირებით გრავიმეტრიული მეთოდი ნახშირიანი აუზის შემოსაზღვრისა და ზოგჯერ ნახშირის ცალკეული საბადოების შესწავლის საშუალებასაც იძლევა.

შეიძლება მოვიყვანოთ დონბასის მაგალითი, სადაც, როგორც ცნობილია, მხოლოდ მისი ნაწილი წარმოადგენს ღია აუზს, დანარჩენი ნახშირშემცველი ფენები კი მძლავრი ნალექებითაა დაფარული. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდით დადგინდა პალეოზოური გეოსინკლინის საზღვრები, რომელთანაც დაკავშირებულია დონბასის ნახშირიანი აუზი.

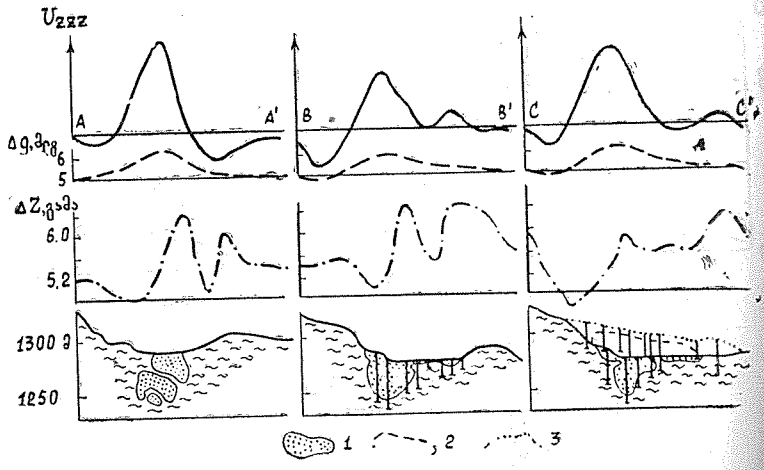


ნახ. 37. გრავიმეტრიული და მაგნიტური ანომალიები კონტაქტურ-მეტასომატური ტიპის სოკოლოვისა (ა) და სამხრეთ ალეშინის (ბ) რკინის საბადოებზე (ა. კლენჩინისა და ა. კუბას მიხედვით). სიმძიმის ძალის Δg ანომალიები: 1—გაზომვით მიღებული, 2—გამოთვლილი, მაგნიტური ΔZ—ანომალიები: 3—გაზომვით მიღებული, 4—გამოთვლილი, 5—ინტერპრეტაციის შედეგად მიღებული მადნური სხეულის კონტური

მკვრივი პალეოზოური ქანების გავლენით აუზი ხასიათდება სიმძიმის ძალის დადებითი ანომალიებით, ხოლო ზოგიერთ შემთხვევაში მძლავრი, არაღრმადმდებარე ნახშირის ფენები, ნახშირიანი წყების დაბალი

(σ=1,1 გ/სმ³) სიმკვრივის გამო — უარყოფითი ანომალიებით (ნახ. 36). აღინიშნება.

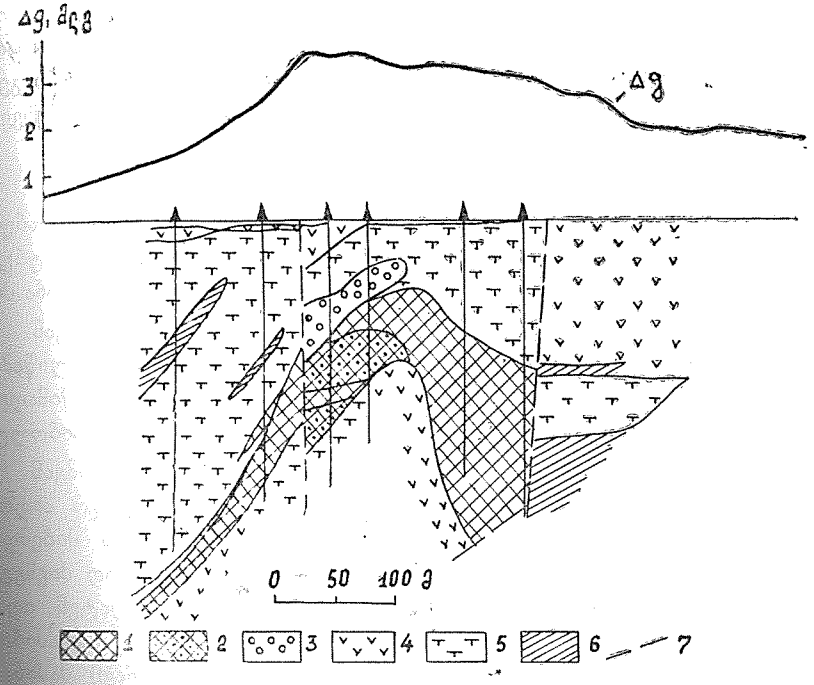
რკინამადნეული საბადოების ძებნა-ძიებაში ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენების კლასიკური მაგალითია კურსკის მაგნიტური ანომალიისა და კრივოი-როგის რეგიონები, სადაც ეს მეთოდი აუზის სტრუქტურების შესწავლის, რკინამადნეული ფენის ძებნისა და მდიდარი მადნების ძიებისათვის გამოიყენება. რკინამადნეულ საბადოებს, რკინის შემცველი მადნების მაღალი სიმკვრივის გამო, ლოკალური დადებითი ანომალიები უკავშირდება. მადნეული საბადოების ზომების, სიღრმეებისა და სიმძლავრის დადგენ უფრო ეფექტურად ძიების მაგნიტურ მეთოდთან ერთად სრულდე (სახ. 37). მადნეული საბადოების ძიებაში ხშირად ვარიომეტრიუ აგეგმვასაც მიმართავენ.



ნახ. 38. ქრომიტული მადნეული სხეულის გრავიმეტრიული. და მაგნიტური ანომალიები და მათი ინტერპრეტაციის შედეგები (ს. ჯუნგულუს მიხედვით). ქრომიტული ბუდობის კონტური: 1—გრავიმეტრიული მონაცემებით, 2—საბადოს ექსპლუატაციამდე დაძიებული, 3—დღიური ზედაპირის რელიეფი საბადოს დამუშავებამდე

ქრომიტების მაღალი სიმკვრივის გამო ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი ქრომიტიანი მადნების ძებნა-ძიების ერთ-ერთი პრაქტიკული მეთოდია. მადნეული ძარღვების მცირე ზომების მიუხედავად, გრავიმეტრებისა და ვარიომეტრების გამოყენებით დეტალური ძიების დროს შეიძლება ცალკეული ძარღვების გამოვლენა (ნახ. 38).

კოლჩედანურ და პოლიმეტალურ მადნეულ საბადოებზე ძიების ძირითადი მეთოდია ელექტროძიება, მაგრამ ასეთი ამოცანის გადაწყვეტის დროს მასთან ერთად ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი, ამ საბადოების სიმკვრივის მაღალი მნიშვნელობის გამო, კარგ შედეგებს იძლევა. გრავიმეტრული და ვარიომეტრული აგეგმვების საშუალებით შესაძლებელი ხდება მადნეული სხეულების ზომებისა და ჩაწოლის სიღრმის შეფასება (ნახ. 39).



ნახ. 39. სულფიდური მადნეული სხეულის შესაბამისი სიმძიმის ძალის ანომალია (ქ. ძირონოვის მიხედვით). სულფიდური მადნები: 1—ერთიანი, 2—ჩაწინწკლული 3—დაქანგული, 4—კვარცპორფირი; 5—კვარცპორფირული ტუფები, 6—ჯიხა-ქაჟიანი ფიქლები, 7—ტექტონიკური აშლილობები

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი ფართოდ გამოიყენება სხვა არა-მადნეული წიაღისეულის ძებნა-ძიებისათვისაც. ინტენსიური დადებითი ლოკალური ანომალიებით გამოიყოფა პეგმატიტური, კვარციანი, კო-რუნდიანი ძარღვები, ქარსების, მარგანეცის, ბოქსიტისა და ბევრი სხვა მინერალური საბადო.

ძიების გრავიმეტრიულ მეთოდს იყენებენ არა მარტო მიწისზედა (ზედაპირული) აგეგმვის პირობებში, არამედ შახტებში — მადნეული და არამადნეული ბუდობების ძებნა-ძიების დროს.

ძიების გრავიმეტრიული მეთოდების გამოყენების სფერო, რო-გორც ვხედავთ, დიდია და იგი დღითი დღე იზრდება ხელსაწყო-აპარა-ტურის, საველე სამუშაოებისა და გრავიმეტრიული მონაცემების გეო-ლოგიური ინტერპრეტაციის მეთოდების მათემატიკური უზრუნველ-ყოფის სრულყოფასთან ერთად.

მეორე ნაწილი

ძიების მაგნიტური მეთოდი

თავი VI

დედამიწის მაგნიტური ველი

საძიებო გეოფიზიკის მაგნიტური მეთოდი, შემოკლებით მაგნიტო-ძიება ან მაგნიტური ძიება, ერთ-ერთი მეთოდია დედამიწის ქერქის აგებულების შესასწავლად და სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიე-ბის ამოცანების გადასაწყვეტად.

მაგნიტოძიება დამყარებულია სივრცეში გეომაგნიტური ველის განაწილების იმ ცვლილებათა შესწავლაზე, რომლებიც გამოწვეულია დედამიწის ქერქის შემცველი ქანების არაერთგვაროვანი დამაგნიტე-ბულობით.

მაგნიტოძიება ეფექტური, დიდი მწარმოებლური და სწრაფი მე-თოდია რკინის, ნიკელის, კობალტისა და იშვიათი მიწაელემენტების მადნების ძებნა-ძიებისას. იგი ფართოდ გამოიყენება გეოლოგიური აგეგმვის დროს (საბადოების ჩაწოლის პირობების აღმოსაჩენად), ფე-რადი მეტალების ძიებისას კონტაქტების ზონის დასადგენად, ნავ-თობისა და გაზის საბადოების ძიებისას (მიწისქვეშა გამყოფი ზედაპი-ძიებისას (დამარხული მდინარეებისა და დაბლობების შემოსაკონტუ-რების აღმოსაჩენად), ოქროსა და პლანეტის ქვიშრობული საბადოების რებლად), სტრუქტურული ამოცანების და სხვა გეოლოგიური საკი-თხების გადასაწყვეტად. ამრიგად, მაგნიტური ძიების სფერო საკ-მაოდ ფართო გეოლოგიურ ამოცანებს მოიცავს.

მაგნიტური მოვლენები და დედამიწის მაგნიტური ველის არსებო-ბა კაცობრიობისათვის ცნობილი იყო უძველესი დროიდან და ამ მოვ-ლენებს იმთავითვე იყენებდნენ პრაქტიკულ საქმიანობაში. მოძრაობის მიმართულების დასადგენად მაგნიტური ისრის გამოყენების შესახებ

ცნობები მოიპოვება ჩინურ ლეგენდაში, რომელშიც აღწერილია, თუ როგორ გაიკვლია გზა ნისლში ადამიანის პატარა ფიგურით ჩვენს წელთაღრიცხვამდე 1110 წელს იმპერატორმა ხუანგ თიმ, რომლის გამართული, წითლად შეღებილი ხელი მუდმივად აჩვენებდა სამხრეთის მიმართულებას. ევროპაში კომპასის გამოყენების შესახებ ცნობები 1187 წლიდან არსებობს.

რკინის შემცველი მადნების ძიებისათვის მაგნიტური მეთოდები პირველად გამოიყენეს შვეციაში XIX საუკუნის მეორე ნახევარში. რუსეთში პირველად მაგნიტურ მეთოდს მიმართეს XIX საუკუნის ბოლოს და XX საუკუნის დასაწყისში კურსკის მაგნიტური ანომალიის, კრივოი-როგისა და ურალის რკინის მადნების საბადოების შესასწავლად.

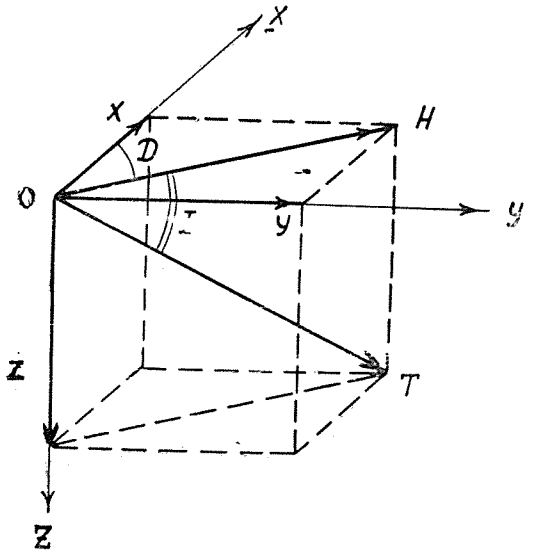
ჩვენი საუკუნის ოციან წლებში ფართოდ გაიშალა კურსკის ოლქის მაგნიტური აგეგმვის სამუშაოები. ამ სამუშაოებს ატარებდა კურსკის მაგნიტური ანომალიის შემსწავლელი სპეციალური კომისია. ამ სამუშაოებით საფუძველი ჩაეყარა ყოფილი საბჭოთა კავშირის მთელი ტერიტორიის გენერალურ მაგნიტურ აგეგმვას და, საერთოდ, საძიებო გეოფიზიკის განვითარებას.

§ 24. გეომაგნიტური ველის ელემენტები

დედამიწის ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში დედამიწის მაგნიტური, ანუ გეომაგნიტური ველი შეიძლება წარმოდგენილ იქნეს როგორც ვექტორი, რომელიც ხასიათდება სიდიდითა (მოდულით) და მიმართულებით. ამ ვექტორს გეომაგნიტური ველის სრული დაძაბულობის ვექტორი ეწოდება და აღინიშნება T ასოთი.

გეომაგნიტური ველის სრული დაძაბულობის ვექტორს განიხილავენ მართკუთხა კოორდინატთა სისტემაში. ამ სისტემის *ox* ღერძი ჰორიზონტალურია და მიმართულია გეოგრაფიული ჩრდილოეთისაკენ, *oy* ღერძიც ჰორიზონტალურია და მიმართულია აღმოსავლეთისაკენ, ხოლო *oz* ღერძი ვერტიკალურია და მიმართულია დედამიწის ცენტრისაკენ, ნახ. 40.

T ვექტორი არ ემთხვევა არც ერთ ღერძს. ვერტიკალურ სიბრტყეს, რომელიც გადის ამ ვექტორზე, ეწოდება მაგნიტური მერიდიანის სიბრტყე. *T* ვექტორის მდგენელებს აღნიშნულ ღერძებზე შესაბამისად ეწოდება ჩრდილოეთის (*X*), აღმოსავლეთის (*Y*) და ვერტიკალური (*Z*) მდგენელები. *T* ვექტორის პროექციას ჰორიზონტალურ *oxy* სიბრტყეზე ჰორიზონტალური მდგენელი ეწოდება და აღინიშნება *H* ასოთი. კუთხეს, რომელსაც *H* მდგენელი ადგენს *x* ღერძთან, მიხრილობა ეწოდება და აღინიშნება *D* ასოთი. ამ კუთხეს ორი ნიშანი აქვს. „+“ ნიშანი იმ შემთხვევაში, როდესაც *H* მდგენელი *x* ღერძიდან აღმოსავლეთისკენაა გადახრილი, როგორც ეს ნახაზზეა მოცემული, და „—“ ნიშანი, როდესაც *H* მდგენელი *x* ღერძიდან დასავლეთისაკენ არის გადახრილი. *H* და *T* ვექტორებს შორის კუთხეს ეწოდება დახრილობა და აღინიშნება *I* ასოთი. *T* ვექტორს, *X*, *Y*, *Z* და *H* მდგენელებს, *D* და *I* კუთხეებს გეომაგნიტური ველის ელემენტები ეწოდება



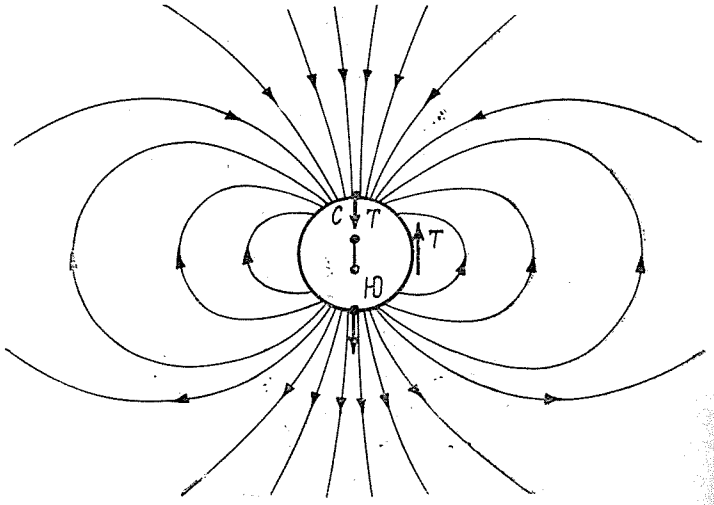
ნახ. 40. გეომაგნიტური ველის ელემენტები

მარტივი გეომეტრიული გამოთვლებით დადგენილია ამ ელემენტების ურთიერთკავშირი. კერძოდ,

$$H=\sqrt{X^2+Y^2};\quad X=H\cos D;\quad Y=H\sin D;$$

$$Z=H\operatorname{tg} I;\quad T=\frac{H}{\cos I} \qquad \text{(VI.1)}$$

41-ე ნახაზზე მოცემულია გეომაგნიტური ველის ძალხაზების გა-
ნაწილების სურათი ახლომდებარე კოსმოსურ სივრცეში. როგორც
ამ ნახაზიდან ჩანს, პოლუსებზე $T=Z$ და $H=0$, ხოლო ეკვატორზე
$T=H$ და $Z=0$; Z მდგენელი დედამიწის ზედაპირზე იცვლება 0-დან
ეკვატორზე, 0, 6 ერსტედამდე პოლუსებზე, ხოლო H — 0,3—0,4 ერს-
ტედიდან ეკვატორზე, ნულამდე პოლუსებზე. T ვექტორის სიდიდ
ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ იზრდება 0,3—0,4-დან 0,6 ერსტედამდე



ნახ. 41. გეომაგნიტური ველის ძალხაზების განაწილება

გეომაგნიტური ველის ელემენტების განაწილების სურათს დედ
მიწის დღიურ ზედაპირზე წარმოადგენენ მაგნიტური რუკების საშუ
ლებით, რომლებზედაც დატანილია ამა თუ იმ ელემენტის ერთი
იმავე მნიშვნელობების შემაერთებელი ხაზები. T, Z, H, X და
მდგენელების მოდულების იზოხაზების რუკას იზოდინამებ
რუკა ეწოდება, მიხრილობის იზოხაზებისას — იზოგონ
ბის, ხოლო დახრილობისას — იზოკლინების რუკა.

დედამიწაზე გეომაგნიტური ველის ცალკეული ელემენტების ს
ტემატური შესწავლა დაიწყო XV საუკუნეში ლონდონსა და პარიზ

მოგვიანებით შეიქმნა პირველი გეომაგნიტური ობსერვატორიები, რომელთა დანიშნულებაა გეომაგნიტური ველის ელემენტების უწყვეტი რეგისტრაცია და ამ ელემენტების გაზომვათა ზუსტი და აბსოლუტური სტანდარტების დადგენა მოცემული რეგიონისათვის. ამჟამად მსოფლიოში მოქმედებს 200-ზე მეტი მაგნიტური ობსერვატორია. მათ შორის არის მსოფლიოში ერთ-ერთი უძველესი ყოფილი თბილისის, ანჟამად დუშეთის მაგნიტური ობსერვატორია, რომელიც ოფიციალურად 1844 წლიდან მუშაობს, დუშეთის მაგნიტური ობსერვატორია აღჭურვილია თანამედროვე ზუსტი მაგნიტომეტრებით და აწარმოებს T, H, Z, D ელემენტების უწყვეტ რეგისტრაციას, რომლის მონაცემები იგზავნება გეოფიზიკური მონაცემების საერთაშორისო ცენტრში.

მაგნიტური ობსერვატორიების მონაცემები შეიცავს ველის ელემენტების საშუალო საათიან, დღიურ, საშუალო თვიურ და წლიურ აბსოლუტურ მნიშვნელობებს. ეს მონაცემები მაგნიტოძიების დროს გამოიყენება საველე გაზომვით მიღებული მასალებიდან გეომაგნიტური ველის იმ ცვლილებათა გამოსარიცხავად, რომლებიც გამოწვეულია დედამიწის გულში და კოსმოსურ სივრცეში მიმდინარე ფიზიკური პროცესებით. ეს იმიტომაა საჭირო, რომ აღნიშნული პროცესებით გამოწვეული ველის ცვლილებანი დროში ამახინჯებს დედამიწის ქერქის აგებულებით შექმნილ მუდმივი მაგნიტური ველის სივრცითი განაწილების სურათს.

თანამედროვე წარმოდგენით, მაგნიტური ველის არსებობა ყოველთვის განპირობებულია მოძრავი ელექტრული მუხტებით ან ელექტრული დენებით. თუ მაგნიტური ველის ერთსა და იმავე წყაროს მოვათავსებთ ერთ შემთხვევაში ვაკუუმში, ხოლო მეორე შემთხვევაში რაღაც გარემოში, პირდაპირი გაზომვებით ადვილი დასადგენია, რომ წყაროს მიერ შექმნილი ველი გარემოში განსხვავებული იქნება ვაკუუმში შექმნილი ველისაგან. ველზე გარემოს გავლენა ხასიათდება ფიზიკური სიდიდით, რომელსაც ეწოდება ფ ა რ დ ო ბ ი თ ი მ აგ ნ ი ტ უ რ ი მ გ ა ნ ვ ლ ა დ ო ბ ა და რომელიც უჩვენებს, თუ რამდენჯერ მეტია ველი მოცემულ გარემოში, ვიდრე ვაკუუმში.

მაგნიტური ველის ძირითადი მახასიათებელი ძალოვანი სიდიდეა მაგნიტური ინდუქციის B ვექტორი. ამ ვექტორის სიდიდე და მიმართულება აღებულ წერტილში განისაზღვრება იმ ძალით, რომლითაც ველი მოქმედებს ამ წერტილში მოთავსებულ დენიან გამტარზე. მაგნიტური ხელსაწყოები ფაქტობრივად ამ ვექტორს ან მის მდგენელებს ზომავს.

მაგნიტური ძაძაბულობის T ვექტორი ფიზიკაში შემოღებული იყო, როგორც დამხმარე ვექტორი, რომელიც ახასიათებს სივრცის მოცემულ წერტილში ელექტრული დენის მიერ შექმნილ, გარემოს მიერ დაუმახინჯებელ მაგნიტურ ველს. B და T ვექტორების მოდულები დაკავშირებულია შემდეგი გამოსახულებით:

$$B = \mu T. \qquad \text{(VI.2)}$$

ათეული წლების განმავლობაში მაგნიტოძიებაში ძაძაბულობა ველის ძირითად მახასიათებელ სიდიდედ ითვლებოდა. ის ამჟამადაც იხმარება, რადგანაც ეს ცნება ისტორიულად დამკვიდრდა მაგნიტოძიებაში.

მაგნიტური ინდუქციის ვექტორის ერთეული CGS სისტემაში არის გაუსი, ხოლო SI სისტემაში — ტესლა (ტლ).

$$1 \text{ გაუსი} = 10^{-4} \text{ ტლ}.$$

ტესლა დიდი ერთეულია გეომაგნიტური ველის დასახასიათებლად, ამიტომ ჩვეულებრივად იხმარება უფრო მცირე ერთეული ნანოტესლა (ნტლ)

$$1 \text{ ნტლ} = 1 \cdot 10^{-9} \text{ ტლ}.$$

მაგნიტური ველის ძაძაბულობის ერთეული CGS სისტემაში არის ერსტედი. ერსტედიც დიდი ერთეულია გეომაგნიტური ველის ძაძაბულობის დასახასიათებლად, ამიტომ შემოღებულია უფრო მცირე ერთეული გამა (γ)

$$1\ \gamma = 10^{-5} \text{ ერსტედს}.$$

რადგანაც CGS სისტემაში ველის ინდუქციის ვექტორის ერთეული გაუსი და ძაძაბულობის ერთეული ერსტედი რიცხობრივად ემთხვევა ერთმანეთს და ამასთანავე აქვს ერთნაირი განზომილება, ამიტომ CGS სისტემაში გადასვლა ველის ძაძაბულობის ერთეულიდან მაგნიტური ინდუქციის ერთეულზე SI სისტემაში მარტივია — $1\ \gamma$ ველის ძაძაბულობას შეესაბამება 1 ნტლ ინდუქცია.

§ 25. გეომაგნიტური ველის ვარიაციები

ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში დედამიწის მაგნიტურ ველზე დაკვირვების შედეგად მიღებულ იქნა, რომ ველის ძაძაბულობა და მისი ელემენტები დედამიწის ზედაპირის სხვადასხვა წერტილისათვის სხვადასხვაა და ამასთანავე განიცდის დროში ცვლილებას. თავისი ხასიათისა და პერიოდის მიხედვით ველის დროში ცვლილება შეიძლება დაიყოს შემდეგ ჯგუფებად: საუკუნეობრივი და პერიოდული ვარიაციები და მაგნიტური აღრევები.

მაგნიტური ველის საუკუნეობრივი ვარიაციები მიმდინარეობს დროის დიდ მონაკვეთში (ათეული და ასეული წლები) და იძლევა გეომაგნიტური ველის ელემენტების საშუალო წლიურ მნიშვნელობებს შორის დიდ განსხვავებას. განსაზღვრული წლების განმავლობაში ამა თუ იმ ელემენტის ცვლილების მნიშვნელობას, გაყოფილს წელთა რიცხვზე, ეწოდება საუკუნეობრივი სვლა. საუკუნეობრივ სვლას სწავლობენ გეომაგნიტური ობსერვატორიების მონაცემებით და მის შესასწავლად ფიქსირებულ (დამაგრებულ) პუნქტებზე განმეორებითი გაზომვებით. კავკასიაში გეომაგნიტური ველის ელემენტების საუკუნეობრივ ვარიაციებს იკვლევენ დუშეთის მაგნიტური ობსერვატორიის მონაცემებით და დამაგრებულ პუნქტზე განმეორებითი გაზომვებით. რადგანაც გეომაგნიტურ ველზე განმეორებითი გაზომვები დიდი ხანი არ არის რაც მიმდინარეობს, საუკუნეობრივი ვარიაციების კანონზომიერებანი ზუსტად დადგენილი არ არის.

გეომაგნიტური ველის საუკუნეობრივი ვარიაცია რთული ფენომენია და არის დედამიწის შიგნით მიმდინარე მთელი რიგი ფიზიკური პროცესების გამოვლენა მაგნიტურ ველში.

გეომაგნიტური ველის პერიოდული ვარიაციები შეიძლება შევისწავლოთ გაზომვით მიღებული მასალების სტატისტიკური ანალიზის საშუალებით. თავისი პერიოდის მიხედვით ეს ვარიაციები შეიძლება დაიყოს შემდეგ ჯგუფებად: თერთმეტწლიანი, წლიური, მზისმიერი და მთვარისმიერი დღეღამური. ამ ვარიაციებს შორის უფრო ინტენსიურია მზისმიერი დღეღამური ვარიაცია. H მდგენელის მზისმიერი დღეღამური ვარიაციის ამპლიტუდა საშუალო განედებზე 70 ნტლ-ს აღწევს. წლიური ვარიაციის მაქსიმალური ამპლიტუდა — 30 ნტლ-ს, თერთმეტწლიანისა — 20 ნტლ-ს, ხოლო მთვარისმიერი დღეღამურისა — 5 ნტლ-ს. მზისმიერი დღეღამური ვარიაციისათვის ზოგადად დამახასიათებელია შემდეგი კანონზომიერებანი: ისინი მიმდინარეობს ადგილობრივი დროით და დედამიწის ზედაპირის იმ წერტილებში, რომელთაც ერთი და იგივე განედები აქვს ეს ვარიაციები ფორმითაც ერთნაირია. ამ ვარიაციის ამპლიტუდა პირდაპირ კავშირშია მზის მდებარეობასთან და რეგისტრაციის წერტილის განედთან. კერძოდ, ეს

ვარიაცია უფრო ინტენსიურია დღისით, ვიდრე ღამით და ზაფხულობით, ვიდრე ზამთრობით.

მზისმიერი დღეღამური, თერთმეტწლიანი და წლიურ ვარიაციათა ამპლიტუდა დამოკიდებულია მზის აქტივობის ციკლზე.

მაგნიტურ აღრევებს, პერიოდული ვარიაციებისაგან განსხვავებით, აღრიცხავენ ერთდროულად დედამიწის თითქმის მთელ ზედაპირზე. განსაკუთრებით ინტენსიური აღრევები შეიმჩნევა პოლარული წრიდან პოლუსებისაკენ. მათი ინტენსიურობა ეკვატორის მიმართულებით კლებულობს. ინტენსიურ მაგნიტურ აღრევებს მ ა გ ნ ი ტ უ რ ი ქ ა რ ი შ ხ ლ ე ბ ი ეწოდება. ქარიშხლების ხანგრძლივობა რამდენიმე საათიდან რამდენიმე დღეღამემდე აღწევს. ინტენსიური ქარიშხლები წლის განმავლობაში რამდენიმეჯერ აღინიშნება. მაგნიტურ ქარიშხლებს იწვევს მზიდან წამოსული დამუხტული ნაწილაკების ინტენსიური ნაკადის ურთიერთქმედება დედამიწის მაგნიტოსფეროსთან. მაგნიტურ ქარიშხლებს ყოველთვის თან ერთვის პოლარული ნათებანი და იონოსფერული შეშფოთებანი.

მაგნიტური ვარიაციების არსებობა მნიშვნელოვნად აძნელებს მაგნიტოსაძიებო სამუშაოების ჩატარებას, რადგანაც ვარიაციებს საველე გაზომვით მიღებულ მასალაში მნიშვნელოვანი დამახინჯებანი შეაქვს. მაგნიტური ქარიშხლების დროს კი საველე მაგნიტური სამუშაოების ჩატარებას აზრი არა აქვს, რადგანაც ქარიშხლის მიერ გამოწვეული ველის ცვლილება შეიძლება გაცილებით მეტი იყოს, ვიდრე დედამიწის ქერქის არაერთგვაროვნებით გამოწვეული ცვლილება. მაგნიტოძიების მასალებში ველის ვარიაციათა გამოსარიცხავად იყენებენ ახლოს მდებარე მაგნიტურ ობსერვატორიებში უწყვეტ გაზომვათა მასალებს, ან გამოსაკვლევ ტერიტორიაზე აყენებენ სპეციალურ სავარიაციო ხელსაწყოებს, რომლებიც უწყვეტად იწერს ველის მნიშვნელობებს საველე სამუშაოთა ჩატარების პერიოდში.

§ 26. ნორმალური და ანომალიური გეომაგნიტური ველები

დედამიწის ზედაპირის მახლობლად უშუალო გაზომვებით დადგენილია, რომ გეომაგნიტური ველი პირველი მიახლოებით უახლოვდება იმ მაგნიტური დიპოლის ველს, რომელიც მოთავსებულია დედამიწის ცენტრში (დიპოლის მაგნიტური მომენტი $M=8{,}3\cdot10^{-25}$ CGS ერთეულს, დიპოლის ღერძი დედამიწის ბრუნვის ღერძთან ადგენს

11,5° კუთხეს, ჩრდილოეთ მაგნიტური პოლუსის კოორდინატებია $72°N$ და 70° დასავლეთის განედი, ხოლო სამხრეთი პოლუსისა შესაბამისად — $70°S$ და 150° აღმოსავლეთის განედი). გარდა დიპოლის T_0 ველისა, დედამიწის მაგნიტური ველი შეიცავს ანომალიურ გეომაგნიტურ ველებს, რომლებიც დაკავშირებულია T_1 კონტინენტურ ანომალიებთან, T_2 რეგიონულ ანომალიებთან და T_3 ლოკალურ ანომალიებთან. დედამიწის მაგნიტური ველის სრული ვექტორი T დედამიწის ზედაპირის ნებისმიერი წერტილისათვის წარმოადგენს აღნიშნული ვექტორების გეომეტრიულ ჯამს.

$$T=T_0+T_1+T_2+T_3. \qquad \text{(VI.3)}$$

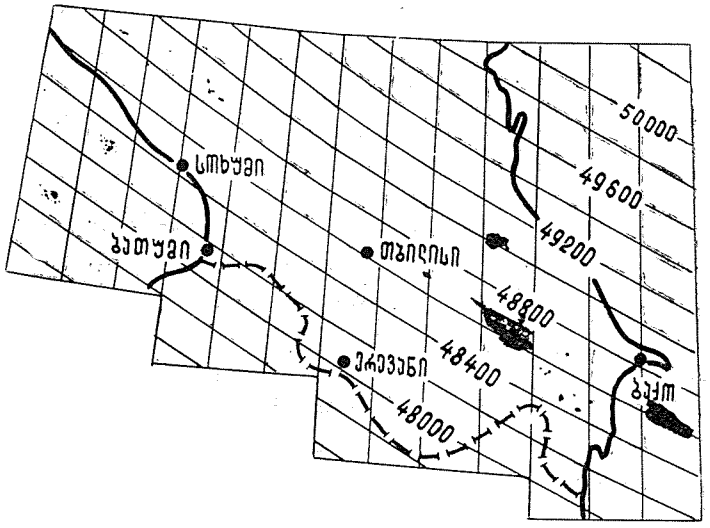
მაგნიტოძიებაში ნორმალურ მაგნიტურ ველად მიღებულია დიპოლისა და კონტინენტური ანომალიის ველების ჯამი. დედამიწის ზედაპირზე დაფიქსირებულია 6 კონტინენტური ანომალია, მათ შორის აღმოსავლეთი აზიის ანომალიის დადებითი ნაწილი მდებარეობს ყოფილ საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე. ნორმალური მაგნიტური ველი შეიძლება დავახასიათოთ ნორმალური გრადიენტით — ველის დაძაბულობის ცვლილებით ერთ კილომეტრ მანძილზე. Z მდგენელის ცვლილება მერიდიანზე ტოლია 6 ნტლ/კმ-ზე, ხოლო H მდგენელისა 3—4 ნტლ/კმ-ზე.

42-ე ნახაზზე მოცემულია კავკასიის ტერიტორიის ნორმალური ველის რუკა T ვექტორის მოდულისათვის (1975 წ. იზოხაზების მნიშვნელობები მოცემულია ნანოტესლებში).

მოცემულ წერტილში ფაქტობრივი ველის გადახრას ნორმალურისაგან უწოდებენ გ ე ო მ ა გ ნ ი ტ უ რ ი ვ ე ლ ი ს ა ნ ო მ ა ლ ი ა ს. ანომალიური ველის გრადიენტი ერთ მეტრზე შეიძლება იყოს ასეული და ათასობით ნანოტესლა. იმის მიხედვით, თუ რა ფართობზეა გავრცელებული ანომალია, პირობითად შემოღებულია რეგიონული და ლოკალური ანომალიების ცნება.

რეგიონულს მიეკუთვნება ის ანომალიები, რომელთა ზომები ათეული და ასეული კილომეტრია, ხოლო ლოკალურ ანომალიებს აქვს ძალიან მცირე ხაზოვანი ზომები. მაგნიტური ველის ანომალიური ნაწილი ძირითადად დაკავშირებულია ცალკეულ გეოლოგიურ სხეულებთან, რომელთა დამაგნიტებულობა განსხვავებულია მათი გარემომცველი გარემოს დამაგნიტებულობისაგან. უმეტეს შემთხვევაში ანომალიური ველების წყაროებია ამონთხეული ქანები ან მადნები. ანომალიური ველის გამოკვლევა გვაძლევს მდიდარ ინფორმაციას დედამიწის ქერქის

ზედა ფენების შესასწავლად. რეგიონული ანომალიის თვალსაჩინო მაგალითია კურსკის მაგნიტური ანომალია, რომელიც დიდ ტერიტორიაზეა გავრცელებული და დაკავშირებულია იმ სტრუქტურებთან, რომლებიც აგებულია მომეტებული მაგნიტური თვისებების მქონე ქანებით. ასეთი ქანები, იმყოფება რა დედამიწის მაგნიტურ ველში, მაგნიტდება და ქმნის დამატებით ანომალიურ ველს, რომელიც ზოგ შემთხვევაში ნორმალურ ველს აღემატება.



ნახ. 42. კავკასიის ტერიტორიის ნორმალური გეომაგნიტური ველის რუკა (*T* ვექტორის მოდული, 1°75 წლის ეპოქა)

გეოლოგიური სხეულების დამაგნიტებულობა შეიძლება იყოს შეძენილი და ნარჩენი. დამაგნიტებულობის ჯამური ვექტორი თავისი მიმართულებით შეიძლება დაემთხვეს თანამედროვე ველის მიმართულებას ან გადახრილი იყოს მისგან თითქმის საწინააღმდეგო მიმართულებამდე. ნორმალური დამაგნიტებულობისას, ე. ი. ისეთი დამაგნიტებულობისას, რომელიც ახლოა თანამედროვე ველთან, საშუალო განედებში დამაგნიტებული სხეულების ზემოთ, როგორც წესი, აღრიცხავენ დადებით ანომალიებს, ხოლო შებრუნებითი დამაგნიტებულობისას — უარყოფით ანომალიებს.

მაგნიტური ანომალიების ხასიათი და ინტენსიურობა დამოკიდებულია ქანების დამაგნიტებულობის ინტენსიურობაზე, რომელიც განისაზღვრება ამ ქანების მაგნიტური თვისებებითა და გეომაგნიტური ველის დაძაბულობით. დამაგნიტებულობის I ინტენსიურობა არის I_i ინდუქციური და I_r ნარჩენი დამაგნიტებულობის ვექტორული ჯამი. ინდუქციური დამაგნიტებულობა გამოწვეულია ქანების დამაგნიტებულობებით თანამედროვე გეომაგნიტურ ველში, ხოლო ნარჩენი დამაგნიტებულობა არის ქანის მიერ იმ დამაგნიტებულობის შენარჩუნებული ნაწილი, რომელიც მიიღო ამ ქანმა თავისი წარმოქმნის დროს, როდესაც დედამიწის მაგნიტური ველი როგორც სიდიდით, ასევე მიმართულებით განსხვავდებოდა დღევანდელი ველისაგან. სხვადასხვა გეოლოგიურ პერიოდში წარმოქმნილ ქანებს სხვადასხვაგვარი ნარჩენი დამაგნიტებულობა აქვს. ზოგიერთი მათგანი ამ დამაგნიტებულობას დიდი ხნის განმავლობაში უცვლელად ინარჩუნებს.

ამგვარად, მაგნიტური ანომალიები გამოწვეულია სხვადასხვა მაგნიტური შემთვისებლობის მქონე ქანების არსებობით და მათში ჩაქსოვილია ინფორმაცია ქანების წარმოქმნის ასაკისა და მათი განვითარების ისტორიის შესახებ.

§ 27. ქანების მაგნიტური თვისებები

ფიზიკის კურსიდან ცნობილია, რომ სხეულის დამაგნიტებულობის ინტენსიურობა $I = \text{æ}T$, სადაც æ არის ქანების მაგნიტური შემთვისებლობა, ხოლო T — თანამედროვე გეომაგნიტური ველის დაძაბულობა.

ქანების მაგნიტური თვისებების ძირითადი პარამეტრია მაგნიტური æ შემთვისებლობა, რომელიც არის პროპორციულობის კოეფიციენტი დამაგნიტებულობის ინტენსიურობასა და დამამაგნიტებელი ველის დაძაბულობას შორის. მაგნიტოძიებაში მაგნიტური შემთვისებლობის ერთეულად მიღებულია სიდიდე, რომელიც 10^{-6} CGS ერთეულის ტოლია. ქანების მაგნიტური შემთვისებლობა იცვლება დიდ საზღვრებში: $1 \cdot 10^{-3}$ CGS-დან 1 CGS ერთეულამდე.

ქანების მაგნიტური თვისებები დამოკიდებულია მათ მინერალურ შედგენილობაზე, ხოლო თვით მინერალების მაგნიტური თვისებები — მათ ქიმიურ შედგენილობაზე, კრისტალური მესერის სტრუქტურასა და სხვა ფაქტორებზე.

მაგნიტური თვისებების მიხედვით ქანები იყოფა სამ ჯგუფად: დიამაგნიტურ, პარამაგნიტურ და ფერომაგნიტურ ქანებად.

დიამაგნიტური ნივთიერებების მაგნიტური შემთვისებლობა ძალზე მცირეა და უარყოფითი. მათი დამაგნიტებულობა მიმართულია დამმაგნიტებელი ველის საწინააღმდეგოდ. დიამაგნიტურს მიეკუთვნება კვარცი, ქვამარილი, მარმარილო, ნავთობი, გრაფიტი, ოქრო, ვერცხლი, სპილენძი, ტყვია და სხვ.

ქანების შემდეგ კლასს — პარამაგნიტურ ქანებს — ახასიათებს მცირე დადებითი მაგნიტური შემთვისებლობა. ამ კლასს მიეკუთვნება დანალექი, მეტამორფული და ამონთხეული ქანების უმეტესობა.

ფერომაგნიტურს მიეკუთვნება ისეთი ქანები, რომელთაც ძალიან დიდი მაგნიტური შემთვისებლობა ახასიათებს, ასეთი ქანები ძირითადად შეიცავს ფერომაგნიტურ მინერალებს — მაგნეტიტს, ტიტანომაგნეტიტს, ჰემატიტს, პიროტინსა და სხვ. ამ მინერალების მაგნიტური შემთვისებლობა რამდენიმე მილიონ *CGS* ერთეულს აღწევს. ფერომაგნიტური ქანების მაგნიტური შემთვისებლობა დამოკიდებულია მათში ზემოაღნიშნული მინერალების შემცველობაზე.

IV. 1 ცხრილში მოცემულია ზოგიერთი ქანის მაგნიტური შემთვისებლობის მნიშვნელობები და ნაჩვენებია ამ მნიშვნელობათა ცვლილების საზღვრები.

იმ ქანების დასახასიათებლად, რომლებიც შეიცავს ფერომაგნიტურ მინერალებს, შემოღებულია მეორე პარამეტრი — ნარჩენი დამაგნიტებულობა. ნარჩენი დამაგნიტებულობა გამოწვეულია ქანის სპეციფიკური თვისებით — შეინარჩუნოს ინფორმაცია თავისი დამაგნიტებულობის ცვლილების შესახებ, რომელიც შეიძლება გამოიწვიოს მაგნიტური ველისა და ტემპერატურის ცვლილებამ. ტემპერატურის ზრდასთან ერთად ფერომაგნეტიკების მაგნიტური შემთვისებლობა იზრდება, აღწევს მაქსიმუმს კრიტიკულ ტემპერატურაზე, რომელსაც კიურის წერტილი ეწოდება. როდესაც ტემპერატურა გადასცდება კიურის წერტილს, მაგნიტური შემთვისებლობა ნულამდე მცირდება. სხვადასხვა მინერალისათვის კიურის წერტილი 400°C—700°C ტემპერატურების ფარგლებშია.

ნარჩენი დამაგნიტებულობის სიდიდე დამოკიდებულია დამაგნიტებულობის სახეებზე. ამჟამად მაგმური ქანებისათვის გამოყოფენ ნარჩენი დამაგნიტებულობის რამდენიმე სახეს. ესენია თერმონარჩენი, ქიმიური, ბლანტი და დინამიკური დამაგნიტებულობა. მათ შორის ძირითადია თერმონარჩენი დამაგნიტებულობა, რომელიც თავისი მნიშვნელობითაც დიდია და დროშიც მდგრადი.

ცხრილი VI.1

ქანები	პრაქტიკულად არამაგნიტური, $\varkappa < 50 \cdot 10^{-6}$	ძლიერ სუსტად მაგნიტური $\varkappa = (50—100) \cdot 10^{-6}$	სუსტად მაგნიტური $\varkappa = (100—1000)$ H 10^{-6}	მაგნიტური $\varkappa = (1000—5000)$ 10^{-6}	ძლიერ მაგნიტური, $\varkappa > 5000$ 10^{-6}
დანალექი					
1. კირქვა	+	—	—	—	—
2. დოლომიტი	+	—	—	—	—
3. ქვიშაქვა	+	+	+	—	—
4. თიხა	+	+	+	+	—
5. თაბაშირი	+	—	—	—	—
მაგმური					
1. გრანიტი	+	+	+	—	—
2. გრანოდიორიტი	—	—	+	+	—
3. კვარციანი პორფირი	+	—	—	—	—
4. სიენიტი	+	+	+	+	—
5. გაბრო	—	+	+	+	+
6. დიაბაზი	+	+	+	+	+
7. პორფირიტი	+	—	—	+	+
8. ბაზალტი	—	—	+	+	—
9. პერიდოტი	—	—	+	+	+
10. ამფიბოლიტი	+	+	+	—	—
11. სერპენტინიტი	—	—	+	+	+
მეტამორფული					
1. ოქალი	+	+	+	+	—
2. გნეისი	+	+	—	—	—
3. რქატყუპარა	—	+	+	—	—
4. მარმარილო	+	—	—	—	—
5. კვარციტი	+	—	—	—	—

შენიშვნა: ++ხშირად გვხვდება; +იშვიათად; —არ გვხვდება

თავი VII

ძიების მაგნიტური მეთოდის საფუძვლები და ზოგიერთი წესიერი ფორმის სხეულის მაგნიტური ველი

მაგნეტიზმის ძირითადი კანონი ჩამოაყალიბა კულონმა XVIII საუკუნის ბოლოს. კულონმა დაუშვა, რომ მაგნეტიზმი გამოწვეულია დადებითი და უარყოფითი მაგნიტური მასების არსებობით. თუ

m_1 და m_2 მაგნიტურ მასებს მოვათავსებთ ისეთ გარემოში, რომლის მაგნიტური განვლადობა $\mu = 1 + 4\pi\varkappa$, მაშინ მათ შორის იმოქმედებს F ძალა, რომელიც განისაზღვრება კულონის კანონით

$$F = \frac{m_1 m_2}{\mu r^2}, \qquad \text{(VII.1)}$$

სადაც r მანძილია ამ მაგნიტური მასების ცენტრებს შორის*.

ნებისმიერი დამაგნიტებული სხეული შეიძლება წარმოდგენილ იქ-ნეს როგორც ორი მაგნიტური მასის ერთობლიობა, რომლებიც ა-სხეულის ურთიერთსაწინააღმდეგო ნაწილებზე — პოლუსებზე — იმ-ყოფება.

თუ დამაგნიტებულ სხეულს შეუძლია ბრუნვა ვერტიკალური ღერ-ძის გარშემო, მაშინ ის დედამიწის მაგნიტური ველის გავლენით შე-მობრუნდება და სივრცეში დაიჭერს განსაზღვრულ მდებარეობას. და-მაგნიტებული სხეულის ჩრდილოეთ (დადებით) პოლუსად ითვლება ის პოლუსი, რომელიც დაიკავებს დედამიწის ჩრდილო გეოგრაფიულ პოლუსის მხარეს. ცხადია, ეს განმარტება პირობითია.

რადგანაც სხვადასხვა ნიშნის მაგნიტური მასები ერთმანეთს მი-იზიდავს, ხოლო ერთი და იმავე ნიშნისა — განიზიდავს, ამიტომ ზე-მოთ მოცემული განმარტების შემთხვევაში დედამიწის იმ მაგნიტურ პოლუსს, რომელიც ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში მდებარეობს, აქვს სამხრეთის (უარყოფითი) მაგნეტიზმი. ფიზიკის შემდგომმა განვითა-რებამ გვიჩვენა, რომ დადებითი და უარყოფითი მაგნიტური მასებ-ბუნებაში არ არსებობს. მაგნიტური ველის წყაროებს წარმოადგენ-შეკრული ელექტრული დენები და დამაგნიტებული სხეულები. სხე-ულთა მაგნიტური თვისებები გამოწვეულია ნივთიერებათა ატომებში ელექტრულად დამუხტული ნაწილაკების მოძრაობით. ზოგიერთ ნივ-თიერებას აქვს თვისება გარეშე მაგნიტური ველის გავლენით მოაწეს-რიგოს მუხტების მოძრაობა და დამაგნიტდეს, ზოგიერთს კი ეს თვი-სება არა აქვს. მიუხედავად იმისა, რომ ბუნებაში მაგნიტური მასებ-რეალურად არ არსებობს, მაგნეტიზმის თეორიაში კულონის კანონ-ფორმალურად მაინც იყენებენ. ამ შემთხვევაში ერთი ნიშნის მაგნი-ტურ მასაში ვულისხმობენ დამაგნიტებულობის ინტენსიურობის ნა-

* სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილში გამოთვლები და ფორმულები მოცემულ CGS სისტემაში.

რავლს დამაგნიტებული სხეულის იმ ფართობზე, რომელიც ამ ვექ-ტორის მართობულია

$$m = IS. \qquad \text{(VII.2)}$$

მაგნიტოძიების პირდაპირი ამოცანაა იმ სხეულების მაგნიტური ველის დაძაბულობის განსაზღვრა, რომელთა ფორმები, ზომები და დამაგნიტებულობა ცნობილია.

ქვემოთ მოცემულია ზოგიერთი მარტივი ფორმის ერთგვაროვნად დამაგნიტებული სხეულების მიერ გამოწვეული მაგნიტური ველის გამოსახულება. ეს გამოსახულებანი შემდეგში შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მაგნიტოძიების შებრუნებული ამოცანების **გადასაწყვეტად.**

§ 28. მაგნიტური დიპოლის ველი

მაგნიტოძიების ამოცანების ამოხსნის გასაადვილებლად შემოღებულია წერტილოვანი მაგნიტური მასის პოტენციალის ცნება, რომელიც განისაზღვრება შემდეგნაირად: $U = \frac{m}{r}$. აქ r არის მანძილი მაგნიტური მასის ცენტრსა და გაზომვის წერტილს შორის.

მაგნეტიზმის თეორიაში გამოიყენება **მაგნიტური** დიპოლის ცნება. მ ა გ ნ ი ტ უ რ ი დ ი პ ო ლ ი ეწოდება **ორი** ურთიერთსაწინააღმდეგო ნიშნის ერთმანეთთან ახლოს განლაგებული მაგნიტური მასების (ან დენის ელემენტარული კონტურების) **ერთობლიობას** (ნახ. 43).

დიპოლის პოტენციალი (dU) გამოისახება შემდეგნაირად:

$$dU = m\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right), \qquad \text{(VII.3)}$$

სადაც r_1 და r_2 მანძილებია მაგნიტური მასების ცენტრებსა და გაზომვის M წერტილს შორის. კოსინუსების თეორიების გამოყენებით r_1 და r_2 გამოისახება Δl-ის, r და Θ-ს საშუალებით და პოტენციალის გამომსახველი ფორმულა მიიღებს სახეს:

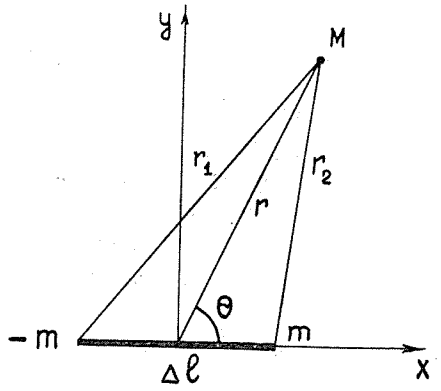
$$dU = m\left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{\Delta l}{2}\right)^2 - rdl\cos\Theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + \left(\frac{\Delta l}{2}\right)^2 + rdl\cos\Theta}}\right]. \qquad \text{(VII.4)}$$

მნიშვნელისა და მრიცხველის r-ზე გაყოფით და ნიუტონის ბინომის ფორმულის გამოყენებით მიიღება

$$dU=\frac{m}{r}\left[\left(1-\frac{dl}{r}\cos\Theta\right)^{-\frac{1}{2}}-\left(1-\frac{dl}{r}\cos\Theta\right)^{-\frac{1}{2}}\right]=$$

$$=\frac{m}{r}\left[\left(1+\frac{2l}{2r}\cos\Theta-\ldots\right)-\left(1-\frac{2l}{2r}\cos\Theta+\ldots\right)\right]. \qquad \text{(VII.5)}$$

რადგანაც $\frac{dl}{r}\ll 1$, ამიტომ მისი ყველა მნიშვნელობა, რომლის ხარისხები 1-ზე მეტია, შეიძლება მხედველობაში არ იქნეს მიღებული და დიპოლის პოტენციალის გამოსახულება იქნება



ნახ. 43. მაგნიტური დიპოლის ველის განსაზღვრა

$$dU=\frac{mdl\cos\Theta}{r^2}. \qquad \text{(VII.6)}$$

რადგანაც $mdl=dM$, დიპოლის პოტენციალისათვის საბოლოოდ მიიღება

$$dU=\frac{dM\cos\Theta}{r^2}. \qquad \text{(VII.7)}$$

დიპოლის პოტენციალის გამოსახულებიდან ადვილი მისაღებია ველის H_x და H_y მდგენელებისა და დაძაბულობის სრული H ვექტორის მნიშვნელობები. $\cos\Theta=\frac{x}{2}$ მნიშვნელობის ჩასმის შემდეგ შეიძლება დაიწეროს

$$dU=\frac{dM\cos\Theta}{r^2}=\frac{dMx}{(x^2+y^2)^{3/2}}; \qquad \text{(VII.8)}$$

$$H_x=-\frac{\partial(dU)}{\partial x}=-dM\,\frac{(x^2+y^2)^{3/2}-x\frac{3}{2}(x^2+y^2)^{1/2}\,2x}{(x^2+y^2)^3}=$$

$$=dM\,\frac{2x^2-y^2}{(x^2+y^2)^{5/2}}; \qquad \text{(VII.9)}$$

$$H_y=-\frac{\partial(dU)}{dy}=-dM\,\frac{-x\frac{3}{2}(x^2+y^2)^{1/2}\,2y}{(x^2+y^2)^3}=$$

$$=dM\,\frac{3xy}{(x^2+y^2)^{5/2}}; \qquad \text{(VII.10)}$$

$$H=\sqrt{H_x^2+H_y^2}=\frac{dM}{r^3}\sqrt{1+3\cos^2\Theta}. \qquad \text{(VII.11)}$$

ამ გამოსახულებებში Θ არის კუთხე დიპოლის ღერძსა და დიპოლის ცენტრის გაზომვის წერტილთან შემაერთებელ წრფეს შორის. კერძოდ, ღერძის გაგრძელებაზე იქ, სადაც $\Theta=0°$

$$H_0=\frac{2\,dM}{r^3}, \qquad \text{(VII.12)}$$

ხოლო დიპოლის ღერძის მართობზე მის ცენტრში, სადაც $\Theta=90°$,

$$H_{90}=\frac{dM}{r^3}. \qquad \text{(VII.13)}$$

რეალურ დამაგნიტებულ სხეულებს განიხილავენ ელემენტარული მაგნიტური დიპოლების ერთობლიობად.

როგორც ცნობილია, ელემენტარული dV მოცულობის დამაგნიტებულობის I ინტენსიურობა განისაზღვრება ფორმულით

$$I=\frac{dM}{dV}. \qquad \text{(VII.14)}$$

ამ გამოსახულების გამოყენებით მაგნიტური დიპოლის ფორმულა ჩაიწერება შემდეგნაირად:

$$dU=\frac{I\cos\Theta}{r^2}\,dV, \qquad \text{(VII.15)}$$

სადაც I ვექტორი მიმართულია დიპოლის ღერძის გასწვრივ.

ნებისმიერი სხეულის მაგნიტური პოტენციალი შეიძლება ჩაიწეროს როგორც ინტეგრალი, აღებული ამ სხეულის მოცულობაზე

$$U=\iiint_V \frac{r\cos\Theta}{r^2}\,dV. \qquad \text{(VII.16)}$$

მაგნიტური ველის თეორიაში მაგნიტური U პოტენციალი დაკავშირებულია გრავიტაციულ V პოტენციალთან შემდეგი გამოსახულებით:

$$U=\frac{1}{f\Delta\sigma}\left(I_x\frac{\partial V}{\partial x}+I_y\frac{\partial V}{\partial y}+I_z\frac{\partial V}{\partial z}\right), \qquad \text{(VII.17)}$$

სადაც I_x, I_y და I_z დამაგნიტებულობის ინტენსიურობის მდგენელებია, f — გრავიტაციული მუდმივა, $\Delta\sigma$ — ჭარბი სიმკვრივე.

ეს განტოლება ამყარებს მათემატიკურ კავშირს მაგნიტურ და გრავიტაციულ პოტენციალებს შორის და საშუალებას იძლევა, როდესაც ცნობილია რომელიმე სხეულის გრავიტაციული პოტენციალი, განისაზღვროს ამ სხეულის მაგნიტური პოტენციალი და, პირიქით.

§ 29. ძიების მაგნიტური მეთოდის პირდაპირი ამოცანის ამოხსნა ზოგიერთი წესიერი ფორმის სხეულისათვის

მაგნიტური ანომალიები გამოწვეულია გეოლოგიური ობიექტებით, რომელთა ფორმა, ზომები და მდებარეობა სივრცეში მრავალგვარია. ასეთი ობიექტებისათვის მაგნიტოძიების პირდაპირი ამოცანების ამოხსნა ძალიან რთულია და, შეიძლება ითქვას, თითქმის შეუძლებელი. მაგნიტომეტრიის პირდაპირი ამოცანები, ძირითადად, ამოხსნება წესიერი ფორმის სხეულებისათვის, ხოლო რთული ფორმის გეოლოგიური ობიექტი შეიძლება განიხილონ როგორც ასეთი სხეულების ერთობლიობა.

რაოდენობრივი კავშირების დასამყარებლად შედგენილი განტოლებები აკავშირებს ანომალიური მაგნიტური ველის დაძაბულობას სხეულის დამაგნიტებულობასა და მის გეომეტრიულ პარამეტრებთან. ამ განტოლებებს ზოგადად ასეთი სახე აქვს:

$$Z_a=f(I,\ x,\ h,\ b,\ \alpha,\ldots); \qquad \text{(VII.18)}$$

$$H_a=f(I,\ x,\ h,\ b,\ \alpha\ldots), \qquad \text{(VII.19)}$$

სადაც I არის დამაგნიტებულობა, x — რეგისტრაციის წერტილის კოორდინატი, h, b და α შესაბამისად სხეულის ჩაწოლის სიღრმე, ნახევარსიმძლავრე, დახრის კუთხე და სხვა ელემენტები. ამ ფუნქციებს სხვადასხვა ფორმის სხეულებისათვის სხვადასხვა სახე აქვს.

ამ პარაგრაფში განხილულია ზოგიერთი მარტივი ფორმის სხეულებისათვის პირდაპირი ამოცანის ამოხსნა. კერძოდ, განხილულია ვერტიკალური უსასრულო ღერო, სფერო, ფენა და უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური ცილინდრი იმ შემთხვევისათვის, როდესაც ისინი ვერტიკალურად არის დამაგნიტებული. ვერტიკალური დამაგნიტების დაშვება ამარტივებს ამოცანის ამოხსნას. ამასთანავე, ეს დაშვება მართებულია საშუალო განედებისათვის, სადაც ქანების დამაგნიტებულობა ძირითადად ვერტიკალურ მიმართულებასთანაა ახლოს.

უსასრულო ვერტიკალური ღეროს ველი

ვთქვათ, დღიური ზედაპირიდან h სიღრმეზე მდებარეობს უსასრულო სიგრძის ვერტიკალური ღეროს წვერო და ეს ღერო დამაგნიტებულია ვერტიკალურად. ასეთი ღერო შეიძლება წარმოდგენილ იქნეს როგორც უსასრულო სიგრძის მაგნიტი, რომლის ბოლოებზე — პოლუსებზე თავმოყრილია მაგნიტური მასები. ქვედა პოლუსი მდებარეობს უსასრულოდ ღრმად, ამიტომ შეიძლება მისი გავლენა უგულებელვყოთ, ე. ი. გვაქვს ერთეულოვანი პოლუსი, რომელშიც თავმოყრილია მაგნიტური m მასა დამაგნიტებულობის I ინტენსიურობით, რომელიც მიმართულია z ღერძის გასწვრივ. თუ ღეროს განივკვეთს აღვნიშნავთ S-ით, მაშინ, (VII. 2)-ის თანახმად, $m=IS$.

გამოვთვალოთ ველის დაძაბულობა სხეულის ზემოთ x პროფილის გასწვრივ. თანახმად წერტილოვანი მასის პოტენციალის განმარ-

ტებისა, პროფილის P წერტილში ღეროს ზედა პოლუსის პოტენციალ იქნება

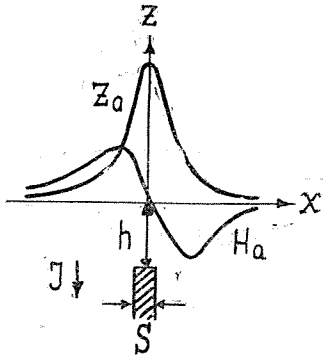
$$U=\frac{m}{r}=\frac{m}{\sqrt{x^2+h^2}} \qquad \text{(VII.20}$$

ველის მდგენელები გამოისახება, როგორც პოტენციალის წარ მოებულები კოორდინატთა შესაბამის ღერძებზე

$$Z_a=-\frac{\partial U}{\partial h}=\frac{mh}{(x^2+h^2)^{3/2}}; \qquad \text{(VII.21}$$

$$H_a=-\frac{\partial U}{\partial x}=\frac{mx}{(x^2+h^2)^{3/2}}. \qquad \text{(VII.22}$$

ამ ფორმულებით შეიძლება ავაგოთ ველის H_a და Z_a მდგენე ლების გრაფიკები (ნახ. 44).



ნახ. 44. უსასრულო ვერტიკალური ღეროს მაგნიტური ველი

ამრიგად, ღეროს თავზე აღინიშნება Z_a მაქსიმალური და H_a ტორის ნელოვანი მნიშვნელობა. სხეულის მარცხნივ ჰორიზონტ ლურ მდგენელს აქვს დადებითი მაქსიმუმი, ხოლო მარჯვნივ — უარ ყოფითი მინიმუმი. ეს ექსტრემუმები H_a-ს მრუდს აქვს $x=\pm 0{,}7$ წერტილებში, ხოლო მათი მნიშვნელობები დაახლოებით $0{,}4\ Z_{max}$-ტოლია. Z_a-ის მნიშვნელობები სხეულის ცენტრიდან დაშორებისას მდოვრედ მცირდება, მაგრამ ყოველთვის დადებითი ნიშნისაა.

თუ ღეროს სიგრძეს შევამცირებთ სასრულო სიდიდემდე, მაშინ ზედაპირზე შეიგრძნობა ქვედა პოლუსის გავლენა. ეს გავლენა Z_a გრაფიკზე გამოიწვევს უარყოფით მნიშვნელობას ეპიცენტრიდან რაღაც მანძილებზე.

ვერტიკალურად დამაგნიტებული სფეროს მაგნიტური ველი

მაგნიტოძიების თეორიაში დამტკიცებულია, რომ სფეროს პოტენციალი შეიძლება წარმოდგენილ იქნეს იმ დიპოლის პოტენციალით, რომელიც სფეროს ცენტრშია მოთავსებული.

დავუშვათ, ვერტიკალურად დამაგნიტებული სფეროს ცენტრი მდებარეობს ზედაპირიდან H სიღრმეზე, ხოლო კოორდინატთა სათავე — ამ ცენტრის ზემოთ დედამიწის ზედაპირზე, ე. ი. ეპიცენტრში. უნდა განისაზღვროს ველის დაძაბულობა x პროფილის გასწვრივ. მაშინ სფეროს პოტენციალს გაზომვის p წერტილში ექნება შემდეგი სახე:

$$U=\frac{M\cos\Theta}{r^2}=\frac{MH}{r^2}, \qquad \text{(VII.23)}$$

სადაც M არის სფეროს მაგნიტური მომენტი, რომელიც ტოლია I დამაგნიტებულობის ნამრავლისა სფეროს V მოცულობაზე, ე. ი. $M=IV$, ამიტომ

$$U=\frac{IVH}{(x^2+y^2)^{3/2}}. \qquad \text{(VII.24)}$$

აქედან ვერტიკალური მდგენელისათვის გვექნება

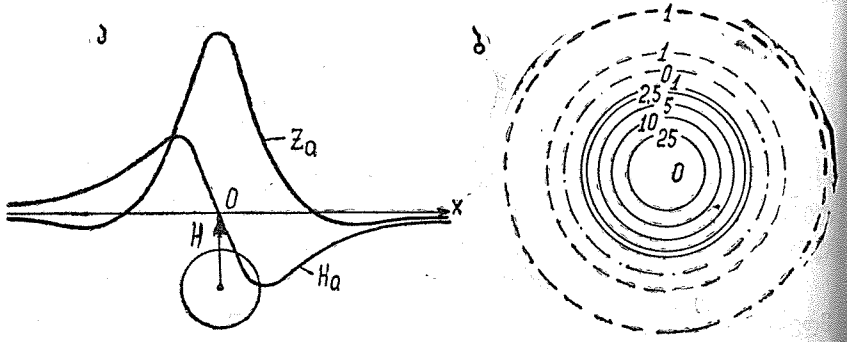
$$Z_a=-\frac{\partial U}{\partial H}=IV\,\frac{2H^2-x^2}{(x^2+H^2)^{5/2}}, \qquad \text{(VII.25)}$$

ხოლო ჰორიზონტალური მდგენელისათვის

$$H_a=-\frac{\partial U}{\partial x}=\frac{3MHx}{(x^2+H^2)^{5/2}}. \qquad \text{(VII.26)}$$

Z_a და H_a-ს გრაფიკები სფერული სხეულისათვის მოცემულია 45-ე ნახაზზე.

როგორც ნახაზიდან ჩანს, სფეროს ზემოთ აღინიშნება ვერტიკალური მდგენელის მაქსიმუმი, ხოლო იმ წერტილში, სადაც



ნახ. 45. ვერტიკალურად დამაგნიტებული სფეროს მაგნიტური ველი: ა—ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მდგენელის განაწილება x ღერძის გასწვრივ. ბ—ვერტიკალური მდგენელის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე

$x_0 = \pm 1{,}4H$, მიიღება $Z_a = 0$ და ამ წერტილების მარჯვნივ და მარცხნივ Z_a უარყოფითია და ის ასიმპტოტურად უახლოვდება ნულოვან მნიშვნელობას. H_a-ს მრუდს აქვს ორი ექსტრემალური მნიშვნელობა — მაქსიმუმი — სფეროს მარცხნივ, ხოლო მინიმუმი — მარჯვნივ. კოორდინატთა სათავეზე კი $H_a = 0$. 45-ე ბ ნახაზზე მოცემულია Z_a განაწილება დედამიწის ზედაპირზე.

უსასრულო გავრცელების თხელი ფენის მაგნიტური ველი

დავუშვათ, ზედაპირიდან h სიღრმეზე y ღერძის პარალელურად მოთავსებულია უსასრულო ვერტიკალური, თხელი, ვერტიკალურად-ვე დამაგნიტებული ფენი, რომლის სიგრძე l-ის ტოლია. განვსაზღვროთ ველის დაძაბულობა x პროფილის გასწვრივ. ფენის ქვედა ნაწილი იმდენად ღრმად მდებარეობს, რომ შეიძლება ამ ნაწილის მაგნიტური პოლუსის გავლენა უგულებელვყოთ. ამგვარად, ზედაპირზე გვექნება ფენის გასწვრივ ხაზოვანი პოლუსების ერთობლიობა და ფენის ერთეულოვანი სიგრძის მაგნიტური მასა

$$\frac{dM}{dy} = Il. \qquad \text{(VII.27)}$$

დავყოთ ფენა ერთეულოვანი სიგანის ვიწრო ღეროებად. ამ ღეროების მიერ გამოწვეული ველის ვერტიკალური მდგენელის მნიშვნელობა ტოლი იქნება ინტეგრალისა — ∞-დან $+\infty$-მდე ერთეულოვანი ღეროს ველის მნიშვნელობიდან. როგორც ცნობილია, ელემენტარული ღეროს პოტენციალი

$$dU = \frac{dm}{R} = \frac{Ildy}{\sqrt{x^2+y^2+h^2}}, \qquad \text{(VII.28)}$$

აქედან ვერტიკალური მდგენელის მნიშვნელობა

$$dZ_a = -\frac{\partial(dU)}{dh} = \frac{Ilhdy}{(x^2+y^2+h^2)^{3/2}}, \qquad \text{(VII.29)}$$

ხოლო მთელი ფენისათვის Z_a-ის მნიშვნელობა

$$Z_a = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{Ilhdy}{(x^2+y^2+h^2)^{3/2}} = \frac{2Ilh}{x^2+h^2} \qquad \text{(VII.30)}$$

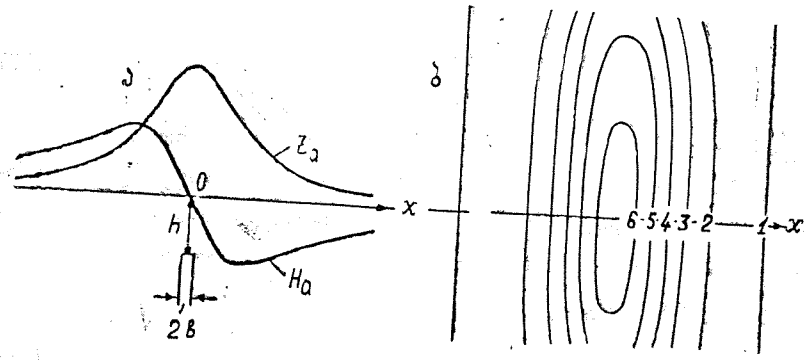
და ჰორიზონტალური მდგენელისათვის

$$H_a = \frac{2Ilx}{x^2+h^2}. \qquad \text{(VII.31)}$$

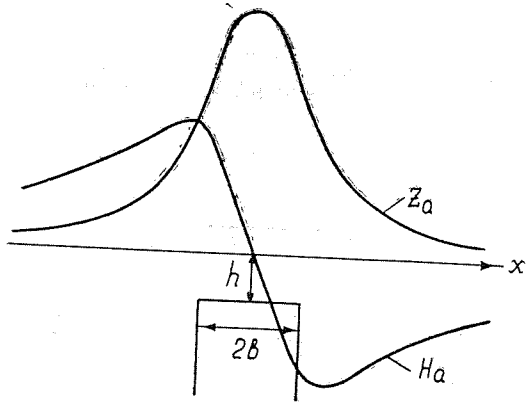
46-ე ნახაზზე მოცემულია განხილული ფენის მიერ შექმნილი Z_a და H_a ველების გრაფიკები (ა) და Z_a — იზოხაზების გეგმა დედამიწის ზედაპირზე (ბ).

ზემოთ მოცემული ფორმულები მართებულია იმ შემთხვევისათვის, როდესაც ანომალიის სიგრძე 5—10-ჯერ მაინც მეტია მის სიგანეზე. თუ ფენის სიგანე დიდია, მას წარმოიდგენენ როგორც თხელი ფენების ერთობლიობას და გამოითვლიან ჯერ ცალკეული ფენებისა-

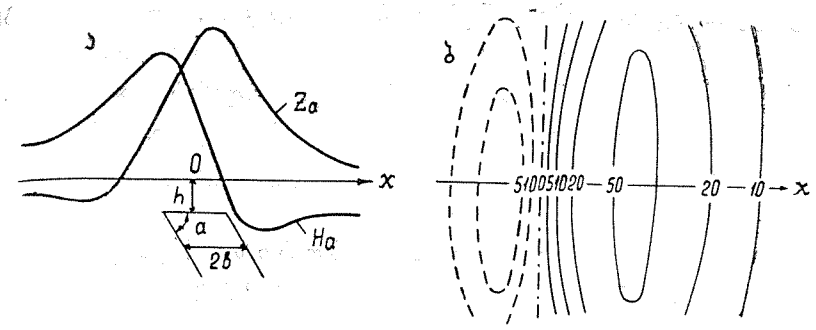
თვის, ხოლო შემდეგ აჯამებენ მიღებულ შედეგებს. 47-ე ნახაზზე მოცემულია Z_a და H_a ანომალიების გრაფიკები ამ შემთხვევისათვის.



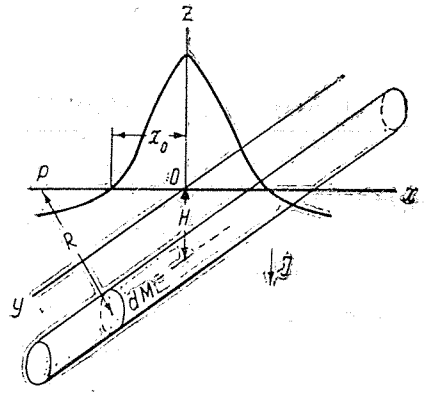
ნახ. 46. უსასრულო გავრცელების ვერტიკალური თხელი ფენის მაგნიტური ველი: ა—ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მდგენელის განაწილება x ღერძის გასწვრივ; ბ—ვერტიკალური მდგენელის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე



ნახ. 47. უსასრულო გავრცელების ვერტიკალური მძლავრი ფენის მაგნიტური ველი



ნახ. 48. უსასრულო გავრცელების დახრილად ჩაწოლილი მძლავრი ფენის მაგნიტური ველი: ა—ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მდგენელების განაწილება x ღერძის გასწვრივ; ბ—ვერტიკალური მდგენელის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე



ნახ. 49. უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური ცილინდრის მაგნიტური ველი

გაცილებით რთული სახე აქვს უსასრულო გავრცელების დახრილად ჩაწოლილი მძლავრი ფენის მიერ გამოწვეული ველის განაწილების სურათს. 48-ე ნახაზზე მოცემულია ველის ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მდგენელების ანომალიების გრაფიკები, ხოლო 48-ე ბ ნახაზზე — Z_a იზოხაზების განაწილება დღიურ ზედაპირზე.

როგორც ნახაზიდან ჩანს, ამ შემთხვევაში აღინიშნება არასიმეტრიული გაწელილი ანომალია Z_a ცალმხრივი მინიმუმით, ამასთანავე H_a მნიშვნელობა კოორდინატთა სათავეში ნულის ტოლი არ არის.

უსასრულო გავრცელების ჰორიზონტალური ცილინდრის მაგნიტური ველი

დავუშვათ, დედამიწის ზედაპირიდან H სიღრმეზე y ღერძის პარალელურად მოთავსებულია უსასრულოდ დამაგნიტებული ცილინდრის ღერძი. ცილინდრის ერთეულოვანი სიგრძის მაგნიტური მომენტი ტოლია $M=\bar{I}S$, სადაც $\bar{I}$ არის დამაგნიტებულობის ინტენსიურობა და ის მუდმივია მთელი ცილინდრისათვის, ხოლო S არის ცილინდრის განივკვეთი. განვსაზღვროთ ველის დაძაბულობა x ღერძის გასწვრივ (ნახ. 49). ასეთი ცილინდრის ველი ეკვივალენტურია იმ უსასრულო რიცხვის ვერტიკალური მაგნიტური დიპოლების ველისა, რომელთა ცენტრები განლაგებულია ცილინდრის ღერძზე. პროფილის P წერტილში ელემენტარული დიპოლის მიერ გამოწვეული პოტენციალი განისაზღვრება განტოლებით

$$dU=\frac{dM\cos\Theta}{R^2}=\frac{IHdV}{R^2}=\frac{IHdSdV}{R^2}, \qquad \text{(VII.32)}$$

სადაც $R=\sqrt{x^2+y^2+H^2}$.

მთელი ცილინდრის პოტენციალი ტოლი იქნება უსასრულო რიცხვის ვერტიკალური მაგნიტური დიპოლების სისტემის პოტენციალისა, ანუ ცილინდრის მოცულობაზე გავრცელებული ინტეგრალისა. ელემენტარული ვერტიკალური მაგნიტური დიპოლის პოტენციალის გამოსახულებიდან

$$U=IH\iint_S dS\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{dy}{(x^2+y^2+H^2)^{3/2}}. \qquad \text{(VII.33)}$$

რადგანაც

$$\iint_S ds=S,$$

ხოლო

$$\int_{-\infty}^{+\infty}\frac{dy}{(x^2+y^2+H^2)^{3/2}}=\frac{2}{x^2+H^2}, \qquad \text{(VII.34)}$$

ამიტომ

$$U=\frac{2ISH}{x^2+H^2}=\frac{2MH}{x^2+H^2}, \qquad \text{(VII.35)}$$

საიდანაც

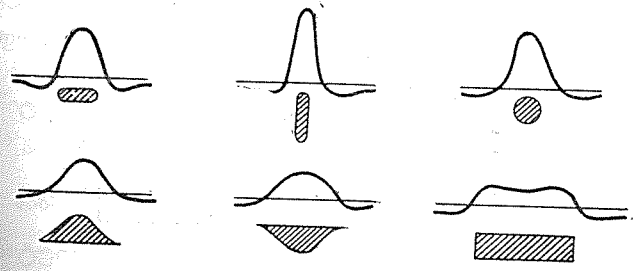
$$Z_a=-\frac{\partial U}{\partial H}=2M\frac{H^2-x^2}{(x^2+H^2)^2}. \qquad \text{(VII.36)}$$

ანალოგიურად ჰორიზონტალური მდგენელისათვის მიიღება

$$H_a=-\frac{H^2-x^2}{(x^2-H^2)^2} \qquad \text{(VII.37)}$$

ზოგიერთი ჰორიზონტალურად მდებარე წაგრძელებული სხეულისა და სხვადასხვა მაგნიტური თვისების მქონე ქანების კონტაქტების დამახასიათებელი მაგნიტური ველის მრუდები

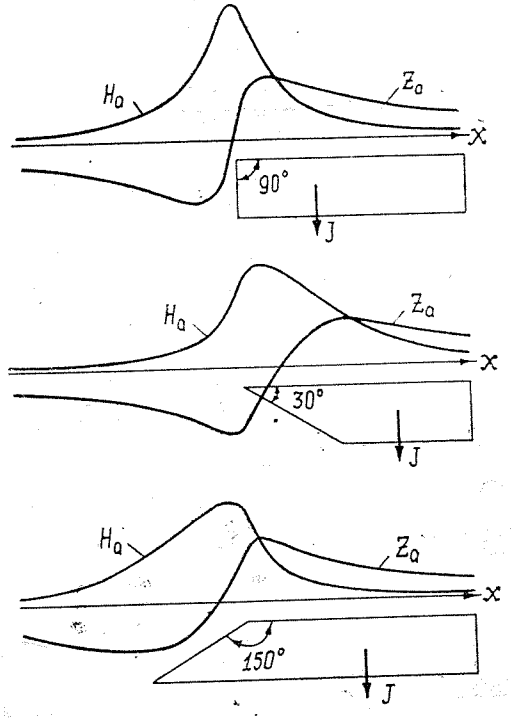
როგორც აღვნიშნეთ, ბუნებაში არსებული სხეულების მაგნიტური ველის შესწავლა შეიძლება დაყვანილ იქნეს მარტივი ფორმის სხე-



ნახ. 50. წაგრძელებული ფორმის ჰორიზონტალურად მდებარე სხეულების მაგნიტური ველი

ულების ველის შესწავლამდე. მრავალი ავტორის მიერ მიღებულია ანალიზური გამოსახულებები, რომლებიც აკავშირებს სხვადასხვა ფორმის სხეულების პარამეტრებს მათ მაგნიტურ ველთან. ასეთი გამოსახულებებით აგებულია Z_a თეორიული გრაფიკები სხვადასხვა განივკვეთის მქონე ჰორიზონტალურად ჩაწოლილი წაგრძელებული ფორმის ისეთი სხეულებისათვის, რომლებსაც გარემოსთან შედარებით მომეტებული მაგნიტური თვისებები აქვს (ნახ. 50).

ასევე სხვადასხვა ავტორის მიერ მოცემულია განსხვავებული მაგნიტური თვისებების მქონე ორი ქანის კონტაქტის მაგნიტური ველის Z_a და H_a ანალიზური გამოსახულებანი, რომელთა გამოყენებით აგებულია შესაფერისი გრაფიკები. 51-ე ნახაზზე მოცემულია გრაფიკები კონტაქტების სხვადასხვა დახრის კუთხეებისათვის.



ნახ. 51. განსხვავებული მაგნიტური თვისებების მქონე ორი ქანის კონტაქტის ველი

თავი VIII

მაგნიტური ძიების აპარატურა და საველე სამუშაოების მეთოდიკა

დედამიწის მაგნიტური ველის ელემენტების შესწავლისას შეიძლება ჩატარდეს როგორც აბსოლუტური, ასევე ფარდობითი გაზომვები. გეომაგნიტური ველის ყველა ელემენტის აბსოლუტური გაზომვები ძირითადად ტარდება მაგნიტურ ობსერვატორიებში, ხოლო ცალკეული ელემენტებისა საველე სამუშაოების დროს — პროფილებსა და სპეციალურ საყრდენ პუნქტებზე.

მაგნიტოსაძიებო გაზომვები ტარდება მიწისა და წყლის ზედაპირზე, ჰაერსა და კოსმოსში, წყლის ქვეშ და სამთო გამონამუშევრებში, ჭაბურღილებში. ამ გაზომვების ჩატარება შეიძლება ქვეითად და ავტომობილებით, სანაოსნო და საფრენი საშუალებებით, რაკეტებითა და კოსმოსური თანამგზავრებით.

თუ მაგნიტოძიებისას გეომაგნიტური ველის ელემენტების გაზომვა ტარდება რომელიმე ძირითადი (საყრდენი) წერტილის მიმართ, ასეთ გაზომვებს ფ ა რ დ ო ბ ი თ ი გ ა ზ ო მ ვ ე ბ ს უწოდებენ. აბსოლუტური გაზომვის შედეგებს აღნიშნავენ სიმბოლოებით: სრული მდგენელისა — T-თი, ვერტიკალური მდგენელისა — Z-ით, ჰორიზონტალური მდგენელისა კი — H-ით. ველის მდგენელების მნიშვნელობების ნაზრდს პროფილის რიგით წერტილზე საყრდენ წერტილზე მათ მნიშვნელობებთან შედარებით, ე. ი. ფარდობითი გაზომვების შედეგებს, შესაბამისად აღნიშნავენ ΔT, ΔZ და ΔH სიმბოლოებით.

ამჟამად მაგნიტოძიების დროს გამოიყენება გეომაგნიტური ველის, როგორც აბსოლუტური, ასევე ფარდობითი გაზომვები. აერო-, ავტო- და ჰიდრომაგნიტური ძიებისას ჩვეულებრივად ზომავენ T-ს და ΔT-ს, ხოლო დედამიწის ზედაპირზე აგეგმვისას, ძირითადად, — ΔZ-ს, ΔT-ს და T-ს, უფრო იშვიათად — ΔH-სა და H-ს. ამასთანავე ფარდობითი გაზომვები ძირითადად ტარდება ოპტიკურ-მექანიკური და ფეროზონდული მაგნიტომეტრებით, ხოლო აბსოლუტური გაზომვები — პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრებით.

§ 30. მაგნიტოსაძიებო აპარატურის ფიზიკური პრინციპები

გეომაგნიტური ველის დაძაბულობის საზომი ხელსაწყოები მასში მოთავსებული მაგნიტომგრძნობიარე სისტემების მოქმედების ფიზიკური პრინციპების მიხედვით იყოფა მექანიკურ, ფეროზონდულ, პროტონულ და კვანტურ ჯგუფებად.

მექანიკური სისტემის ხელსაწყოები აგებულია მაგნიტური სასწორისა და ე. წ. „გადახრის“ პრინციპებზე. ამ ხელსაწყოებში მაგნიტომგრძნობიარე ელემენტია მუდმივი მაგნიტი — ისარი ან მაგნიტების სისტემა. ვერტიკალური მდგენელის გაზომვისას სისტემა ბრუნავს ჰორიზონტალური ღერძის გარშემო, ხოლო ჰორიზონტალური მდგენელის გაზომვისას — ვერტიკალური ღერძის გარშემო. ბრუნვის ღერძი შეიძლება იყოს პრიზმის წიბო — სასწორის პრინციპის გამოყენებისას ან კვარცის (მეტალის) დრეკადი ძაფი — „გადახრის“ პრინციპის გამოყენების დროს. მაგნიტური სასწორის პრინციპით აგებულია Z მაგნიტომეტრები, ხოლო „გადახრის“ პრინციპით — H მაგნიტომეტრები.

დედამიწის მაგნიტური ველის დაძაბულობის გასაზომი მდგენელის მოქმედებით ხელსაწყოს მაგნიტი გადაიხრება საწყისი მდგომარეობიდან. გადახრის კუთხე პროპორციულია გასაზომი სიდიდის მნიშვნელობის. ხელსაწყოების მაგნიტურ ღერძსა და მაგნიტის ბრუნვის ღერძ ისე მიმართავენ სივრცეში, რომ მაბრუნებელი მექანიკური მომენტი, რომელსაც იწვევს გასაზომი ელემენტის მოქმედება მაგნიტზე, მაქსიმალური იყოს. ამ შემთხვევაში გადახრის კუთხეც მაქსიმალური იქნება. მოძრავ მაგნიტზე დამაგრებულია პატარა სარკე, საიდანაც არეკლილ სხივი ლინზებისა და სარკეების საშუალებით ხვდება ხელსაწყოს ოკულარში, რომელშიც, აგრეთვე, ჩანს დაგრადუირებული სკალა. ლინზებისა და სარკეების დახმარებით მაგნიტური სისტემის მცირე გადახრა ათვლის სკალაზე იწვევს სხივის დიდ გადახრას, ზოგიერთ ხელსაწყოში ველის მნიშვნელობა პირდაპირ აითვლება სკალაზე, ხოლო სხვა ხელსაწყოებში დამატებითი ანუ ე. წ. საკომპენსაციო მაგნიტის დახმარებით ძირითადი მაგნიტური სისტემა შემობრუნდება საწყის მდებარეობამდე და ველის მნიშვნელობა აითვლება დამატებითი მაგნიტის სკალაზე.

მაგნიტომეტრებს, რომლებიც მუშაობს მაგნიტური სასწორის ან „გადახრის“ პრინციპებზე, აერთიანებენ ერთ ოპტიკურ-მექანიკურ კლასის ხელსაწყოებში. ამ ხელსაწყოებში გაზომვის სიზუსტეზე მოქმედებს ტემპერატურის ცვლილება, მაგნიტური სისტემის სივრცეში ორიენტირება და სხვა ფაქტორები.

ფეროზონდულ მაგნიტომეტრებში მაგნიტომგრძნობიარე ელემენტია ფეროზონდი, რომელსაც მაგნიტონაჯერ ან მაგნიტომოდულატორ გადამწოდსაც უწოდებენ. ფეროზონდი შედგება ამგზნები კოჭებისგან, რომლებიც დახვეულია ფერომაგნიტურ გულარზე ისე, რომ მის

მიერ შექმნილი შემხვედრი ველები კომპენსირდება და, როდესაც არ არსებობს გარეშე ველი, ხელსაწყოს ისარი ნულზე დგას. ამ კოჭებზე ზემოდან დახვეულია გამზომი კოჭა, რომელშიც ინდუქცირდება სასარგებლო სიგნალი. სასარგებლო სიგნალის ამპლიტუდა დამოკიდებულია ფეროზონდის პარამეტრებზე და გარეშე გეომაგნიტურ ველზე. კოჭის პირველი სექცია აღიგზნება ტრანზისტორული ბგერითი გენერატორით. ცვლადი დენის მოქმედებით იცვლება გულარის მაგნიტური განვლადობა, რომელიც, ინდუქციის კანონების თანახმად, გამზომ სექციაში იწვევს დედამიწის მაგნიტური ველის დაძაბულობის ვექტორის პროპორციულ ელექტრომამოძრავებელ ძალას. ფეროზონდის გამოსავალზე მიღებული სიგნალი გაძლიერების შემდეგ გადაეცემა რეგისტრატორს, რომელიც შეიძლება იყოს ისრიანი საზომი ხელსაწყო ველის მნიშვნელობის პირდაპირი ათვლით. ხელსაწყო ზომავს გეომაგნიტური ველის იმ მდგენელს, რომლის მიმართულება ემთხვევა გადამწოდის ღერძის მიმართულებას. თუ გადამწოდის ღერძი ისეა დამაგრებული, რომ იგი ორიენტირდება მხოლოდ დედამიწის მიზიდულობის ძალის მოქმედებით, მაშინ ხელსაწყო ზომავს ვერტიკალურ მდგენელს. თუ ხელსაწყოს გადამწოდი სამი ურთიერთმართობი ფეროზონდული გადამწოდის სისტემაა, მაშინ შეიძლება გაიზომოს ველის სამი მდგენელი ან T ვექტორის სიდიდე და მიმართულება. ფეროზონდულ ხელსაწყოებში ველის მდგენელების გაზომვის სიზუსტეზე მოქმედებს გადამწოდის ორიენტირების სიზუსტე. კერძოდ, გადამწოდის ორიენტირების 1^1 ცდომილება 5 ნტლ ცდომილებას იწვევს.

გეომაგნიტური ხელსაწყოების თანამედროვე კლასია პროტონული ანუ ბირთვულ-პრეცესიული მაგნიტომეტრები. ამ ხელსაწყოებს საფუძვლად უდევს ნივთიერებათა ატომების მაგნიტური ველებისა და დამატებითი გარეშე მაგნიტური ველის ურთიერთქმედების პრინციპი. როგორც ცნობილია, წყალბადის ატომის ბირთვები შეიძლება წარმოვიდგინოთ, როგორც ელემენტარული მაგნეტიკები, რომლებიც მოხვდება რა გარეშე მაგნიტურ ველში, იწყებს პრეცესიას, ე. ი. მონაწილეობას რთულ მოძრაობაში, როდესაც მათი ბრუნვის ღერძები გარეშე გელის ძალხაზების ირგვლივ მოძრაობისას აღწერს კონუსურ ზედაპირებს. თეორიულად და ექსპერიმენტულად დადგენილია, რომ პროტონების თავისუფალი პრეცესიის სიხშირე მაგნიტურ ველში პირდაპირპროპორციულია ველის დაძაბულობის ვექტორის მოდულისა

$$\omega = \gamma T \qquad \text{(VIII. 1)}.$$

სადაც ω პროტონების პრეცესიის სიხშირეა; T — ველის დაძაბულობის ვექტორის მოდული; γ — პროტონების ჰიდრომაგნიტური ფარდობა (პროტონების მაგნიტური მომენტის შეფარდება მათი მოძრაობის რაოდენობის მომენტთან).

ეს ფარდობა დიდი სიზუსტით არის განსაზღვრული; ამასთანავე, ის არ არის დამოკიდებული ტემპერატურისა და წნევის ცვლილებაზე. პროტონული მაგნიტომეტრების სიზუსტე დამოკიდებულია მხოლოდ პრეცესიის სიხშირის გაზომვის სიზუსტეზე. ამჟამად ამ პრინციპზე აგებული ხელსაწყოების გაზომვის ცდომილება ნანოტესლას მეათედის რიგისაა. ციკლური სიხშირის ჰერცებში გადაყვანით $\omega = 2\pi f$ და მიღებულ გამოსახულებაში γ-ს რიცხვითი მნიშვნელობის ჩასმით მიიღება

$$T = 22{,}487f. \qquad \text{(VIII.2)}$$

პროტონულ მაგნიტომეტრში მგრძნობიარე ელემენტად გამოიყენება პროტონებით მდიდარი სითხეები: წყალი, სპირტები, ნავთი და სხვ. ამ სითხით სავსე ცილინდრულ ან ტოროიდულ ჭურჭელს ათავსებენ კოჭაში, რომელშიც მუდმივი დენის გატარებით ქმნიან პოლარიზაციის ისეთ მძლავრ მაგნიტურ ველს, რომელიც დაახლოებით მოცემულ წერტილში დედამიწის მაგნიტური ველის სრული მდგენელის მართობულია. პოლარიზაცია გრძელდება რამდენიმე წამი, რომლის განმავლობაში პროტონების მაგნიტური ღერძები განლაგდება დამმაგნიტებელი ველის მიმართულებით. დენის გამორთვის შემდეგ პროტონები იწყებს სინქრონულ პრეცესიას დედამიწის მაგნიტური ველის სრული მდგენელის ირგვლივ ზემოთ აღნიშნული f სიხშირით. ამ სიხშირის სიგნალი ინდუქცირდება იმავე კოჭაში, რომელიც პოლარიზაციის დენის გამორთვის შემდეგ ავტომატურად ჩაირთვება გამაძლიერებელზე. გაძლიერებული სიგნალი მიეწოდება სიხშირის ავტომატურ საზომს, რომლის სკალაზე აითვლება ველის მნიშვნელობა მოცემულ წერტილზე. განმეორებითი გაზომვისას კოჭაში კვლავ ატარებენ პოლარიზაციის დენს და პროცესი მეორდება. გაზომვები დისკრეტული ხასიათისაა. გაზომვის ერთი ციკლი გრძელდება რამდენიმე წამი.

კვანტურ მაგნიტომეტრებში დედამიწის მაგნიტური ველის დაძაბულობის გაზომვა დამყარებულია ტუტე მეტალების (ნატრიუმი, რუბიდიუმი, ცეზიუმი) ორთქლის ან ინერტული გაზების „ოპტიკურ დაჭირხვნის“ პრინციპზე მონოქრომატული სინათლის წყაროს გამოყენებით. ატომების „ოპტიკური დაჭირხვნისას“ ე. წ. ზეემანის ეფექტის გამო ხდება მუშა ნივთიერების ელექტრონების გადასვლა ერთი ენერგეტიკული დონიდან სხვა დონეზე. ეს პროცესი მიდის სინათლის გამოსხივების ან შთანთქმის ცვლილებასთან, რომელიც გამოწვეულია დედამიწის მაგნიტური ველით. შთანთქმა გაიზომება მუშა ნივთიერებაზე სხვადასხვა სიხშირის ცვლადი მაგნიტური ველის ზემოქმედებით რეზონანსის მიღწევისას. რეზონანსის მომენტში მკვეთრად მცირდება სინათლის ინტენსიურობა, რომელიც შეიძლება დაფიქსირდეს სპეციალური ფოტოელექტრონული სქემით. რეზონანსული სიხშირის გაზომვის შემდეგ შეიძლება გამოითვალოს დედამიწის მაგნიტური ველის სრული დაძაბულობა ფორმულით:

$$T = Af_{\text{რეზ}}, \qquad \text{(VIII.3)}$$

სადაც A მუდმივი კოეფიციენტია, რომელიც დიდი სიზუსტითაა განსაზღვრული. T მდგენელის გაზომვა კვანტური მაგნიტომეტრებით შესაძლებელია მეათედი ნანოტესლას სიზუსტით. ამ ხელსაწყოებზე არ მოქმედებს ისეთი ფაქტორები, როგორიცაა გადამწოდის ზუსტი ორიენტაცია სივრცეში და ტემპერატურის ცვლილება, მაგრამ მათ ახასიათებს ანათვლების საწყისი წერტილის არამდგრადობა, ე. წ. „ნულის დრეიფი“.

დედამიწის მაგნიტური ველის ელემენტების საზომი აპარატურა შეიძლება დაიყოს ორ ძირითად კლასად: სტაციონარულ და საველე აპარატურად.

სტაციონარული აპარატურა გამოიყენება მაგნიტურ ობსერვატორიებსა და საყრდენ პუნქტებში დედამიწის მაგნიტური ველის დროში ცვლილებათა შესასწავლად, საველე აპარატურა კი — ამ ველის სივრცეში ცვლილებათა დასადგენად.

საველე აპარატურა, რომელიც გამოიყენება მაგნიტოძიებაში, შეიძლება ორ ჯგუფად დაიყოს: აპარატურა დედამიწის ზედაპირზე აგეგმვისათვის და აპარატურა აერომაგნიტური და კოსმომაგნიტური აგეგმვისათვის.

მაგნიტურ ობსერვატორიებსა და საყრდენ პუნქტებზე დედამიწის მაგნიტური ველი შეისწავლება აბსოლუტური და სავარიაციო ხელსაწყოებით. ამჟამად აბსოლუტური გაზომვები წარმოებს ძირითადად პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრებით, ხოლო სავარიაციო გაზომვები — მაგნიტოსავარიაციო სადგურებით. აღნიშნული აპარატურა აღწერილია დედამიწის მაგნეტიზმისა და მაგნიტოძიების სპეციალურ სახელმძღვანელოებში (იხ. ლიტერატურის სია).

§ 31. დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვის აპარატურა

დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვა შეიძლება ჩატარდეს ქვეითად და ავტომობილის გამოყენებით, ხოლო წყლის ზედაპირზე — სანაოსნო საშუალებების დახმარებით.

ქვეითად მაგნიტური აგეგმვისას ძირითადად იზომება ΔZ, ΔT ან T სიდიდეები, იშვიათად კი — H-ისა და ΔH-ის მნიშვნელობები. ΔZ სიდიდე იზომება ოპტიკურ-მექანიკური მაგნიტომეტრებით „მ-2“-ით, ხოლო ბოლო წლებში კი „მ-23“ და „მ-27“ ტიპის ხელსაწყოებით. T და ΔT სიდიდეები გაიზომება კვანტური „მ-33“ ტიპის ხელსაწყოთი ან პროტონული „ММП-203“ ტიპის მაგნიტომეტრით. H და ΔH სიდიდეებს ზომავენ ოპტიკურ-მექანიკური „მ-15“ ტიპის მაგნიტომეტრითა და H სასწორით.

საავტომობილო აგეგმვისას T სიდიდეს ზომავენ „МСС-1“ ან „ММА-301“ ტიპის ავტომაგნიტომეტრებით. წყლის ზედაპირზე ე. წ. ჰიდრომაგნიტური აგეგმვისას ΔT და T სიდიდეებს ზომავენ „АМП-3“ და სხვა ტიპის სპეციალური პროტონული მაგნიტომეტრებით.

განვიხილოთ ზოგიერთი საველე მაგნიტომეტრის კონსტრუქცია და მოქმედების პრინციპები.

§ 32. ოპტიკურ-მექანიკური მაგნიტომეტრი

„მ-2“ მაგნიტომეტრი (მაგნიტური სასწორი) გამოიყენება ΔZ სიდიდის გასაზომად. ეს მაგნიტომეტრი არის ამ ტიპის ხელსაწყოების პირველი წარმომადგენელი და იგი არაფრით არ განსხვავდება გერმანელი მაგნიტოლოგის ა. შმიდტის საველე Z მაგნიტომეტრისაგან. 20-იანი წლებიდან 70-იან წლებამდე ამ ხელსაწყოს წარმატებით იყენებდნენ მაგნიტური აგეგმვისათვის. ამჟამად „მ-2“ ხელსაწყოს მრეწველობა არ ამზადებს, მაგრამ პრინციპულად მის საფუძველზეა შექმნილი 70-იანი წლების შემდეგ გამოშვებული თითქმის ყველა Z მაგნიტომეტრი.

„მ-2“ სასწორის მაგნიტური სისტემა შედგება რომბის ფორმის ორი მაგნიტური ფირფიტისაგან, რომლებიც შეერთებულია ფოლადის კარკასით. ამ კარკასზე მიმაგრებულია სამი საკომპენსაციო ტვირთი, რომელთა გადაადგილებით შესაძლებელია ხელსაწყოს მგრძნობიარობისა და ტემპერატურული კომპენსაციის ცვლილება. კარკასზე ზემოდან დამაგრებულია პატარა სარკე, საიდანაც არეკვლილი სხივი ხელსაწყოს ოპტიკური სისტემის დახმარებით ჩანს სკალაზე. მაგნიტური სისტემა დამაგრებულია კვარცის პრიზმაზე, რომლის ერთი წიბო გრუნვის ჰორიზონტალური ღერძია. დედამიწის მაგნიტური ველის Z მდგენელის გასაზომად ბრუნვის ღერძს სპეციალური ბუსოლით აყენებენ მერიდიანის სიბრტყეში. მაგნიტური ველის ვერტიკალური მდგენელის მოქმედებით მაგნიტური სისტემა დაიხრება, რომლის სიდიდე ითვლება ხელსაწყოს სკალაზე. თუ საყრდენ პუნქტზე ანათვალი n_0-ის ტოლი იყო, ხოლო რეგისტრაციის პუნქტზე n-ის, მაშინ ვერტიკალური მდგენელის ფარდობითი ცვლილება

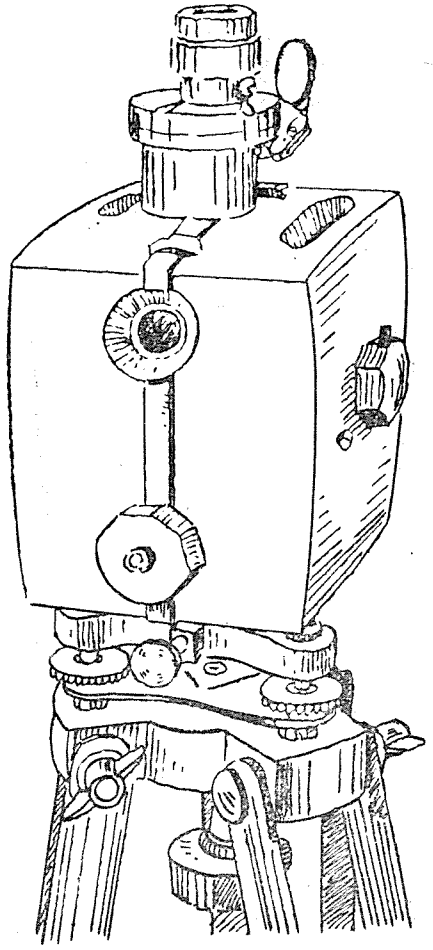
$$\Delta Z = \varepsilon (n - n_0), \qquad \text{(VIII.4)}$$

სადაც ε არის ხელსაწყოს სკალის ერთი დანაყოფის ფასი; მის დასადგენად სარგებლობენ ეტალონური მაგნიტებით, რომლებიც მაგრდება ხელსაწყოზე დამაგრებულ სპეციალურ ბუდეში. გაზომვის დიაპაზონის გასაფართოებლად მაგნიტომეტრი დაკომპლექტებულია 3 მაკომპენსირებელი მაგნიტით. ხელსაწყოს სკალის დანაყოფის ε ფასი იცვლება 15-დან 100 ნტლ/დანაყ-მდე.

გარემოს ტემპერატურის ცვლილების გავლენის შესამცირებლად მაგნიტური სისტემა მოთავსებულია ბუდეში, რომლის კედლები დამზადებულია სითბოგაუმტარი მასალისაგან. ამასთანავე ხელსაწყო მთლიანად დაცულია არამაგნიტური მასალისაგან დამზადებული გარსაცმით. ასევე არამაგნიტური მასალებისაგან არის დამზადებული ხელსაწყოს სამფეხა სადგარი. ხელსაწყოს აქვს არეტირი, რომლის საშუალებით პუნქტზე გაზომვის დამთავრებისას მოძრავი მაგნიტური სისტემა მაგრდება არეტირის საშუალებით, რის შემდეგ შესაძლებელია ხელსაწყოს გადატანა პროფილის შემდგომ წერტილში. ხელსაწყოს მონაცემებში საჭიროა ტემპერატურული შესწორებების შეტანა. ამისათვის უნდა ვიცოდეთ ტემპერატურული კოეფიციენტი, რომელიც ყოველი ხელსაწყოსათვის განისაზღვრება ქარხანაში და მოწმდება საველე სეზონის დაწყებისას და დამთავრების შემდეგ ობსერვატორიებში ან საველე საყრდენ პუნქტებში. ტემპერატურის განსასაზღვრავად ხელსაწყოში მოთავსებულია თერმომეტრი, რომლის საშუალებით იზომება ტემპერატურის მნიშვნელობა მაგნიტური სისტემის ბუდეში. „მ-2“ მაგნიტომეტრით მუშაობისას გაზომვის საშუალო კვადრატული ცდომილება შეიძლება დაყვანილ იქნეს ± 5 ნტლ-მდე.

„მ-18“ მაგნიტომეტრში, რომელიც გათვალისწინებულია ΔZ-ის გასაზომად, მაგნიტური სისტემა დამაგრებულია კვარცის ჰორიზონტალურ ძაფზე. გაზომვები წარმოებს კომპენსაციური მეთოდით. ხელ-

საწყოში ათვლის სკალაზე დამაგრებულია საკომპენსაციო მაგნიტი, რომლის ბრუნვით ხორციელდება მდოვრე კომპენსაცია იმ მომენტამდე, როდესაც ხელსაწყოს მაგნიტური სისტემა მიიღებს ჰორიზონტა-



ნახ. 52. „მ—27 მ“ მაგნიტომეტრი

ლურ მდებარეობას. კომპენსაციის მომენტი ფიქსირდება ოპტიკური სისტემის სკალაზე უძრავი და მოძრავი ინდექსების დამთხვევით.

ΔZ სიდიდის გაზომვის საზღვრების გასადიდებლად ხელსაწყოს აქვს მეორე მაგნიტი საფეხუროვანი კომპენსაციისათვის. ხელსაწყოს გაზომვების პროცესში არ სჭირდება მაგნიტურ მერიდიანში ზუსტი ორიენტაცია, რადგანაც გაზომვის მომენტში მაგნიტური სისტემა ჰორიზონტალურ მდგომარეობაშია და მასზე მხოლოდ ველის დაძაბულობის ვერტიკალური მდგენელი მოქმედებს. ტემპერატურაზე შესწორების შესატანად ხელსაწყოში დამონტაჟებულია თერმომეტრი. ხელსაწყოს არა აქვს არეტირი. „მ-18“ მაგნიტომეტრით მუშაობისას ΔZ სიდიდის გაზომვათა საშუალო კვადრატული ცდომილება ± 3 ნტლ-ს არ აღემატება.

„მ-23“ და „მ-27“ მაგნიტომეტრები მოწყობილია ისევე, როგორც „მ-18“ ხელსაწყო, მხოლოდ მათი მაგნიტური სისტემა, ნაცვლად კვარცისა, დამაგრებულია ლითონის ძაფით და ამასთანავე მათ აქვს არეტირი. ამრიგად, ეს ხელსაწყოები გაცილებით საიმედოა ტრანსპორტირებისას „მ-18“ მაგნიტომეტრთან შედარებით.

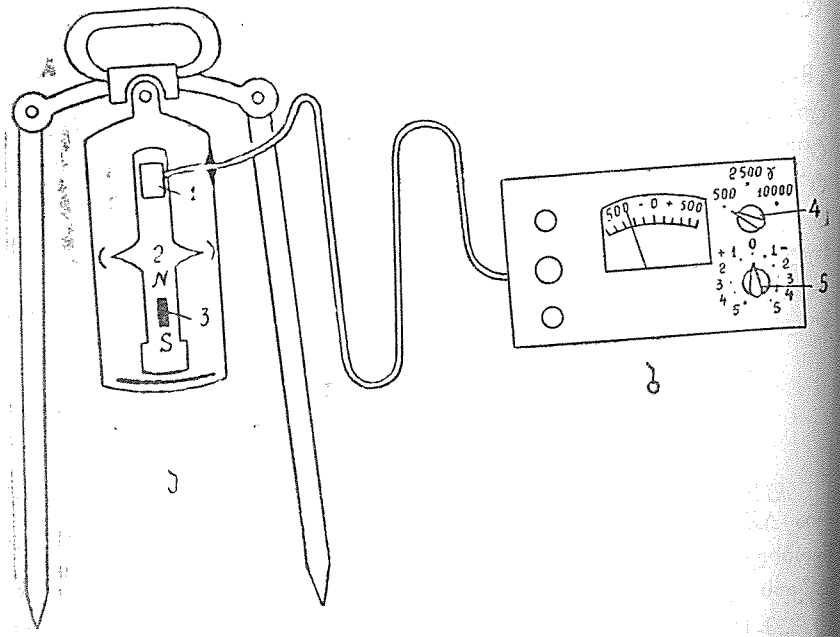
მოდერნიზებულ „მ-27 მ“ ტიპის მაგნიტომეტრს ამ ტიპის სხვა ხელსაწყოებთან შედარებით აქვს გაზომვის უდიდესი დიაპაზონი, ნაკლები წონა და კორპუსის უკეთესი ჰერმეტიზაცია. 25-ე ნახაზზე მოცემულია „მ-27 მ“ მაგნიტომეტრის ხედი.

§ 33. ფეროზონდული მაგნიტომეტრი

ფეროზონდული „მ-17“ და „მ-29“ მაგნიტომეტრები განკუთვნილია ΔZ სიდიდის გასაზომად. განვიხილოთ ერთ-ერთი მათგანის მოწყობილობა, კერძოდ, უფრო გავრცელებული „მ-17“ ტიპის ხელსაწყოს კონსტრუქციული და ტექნიკური თავისებურებანი.

„მ-17“ მაგნიტომეტრი შედგება ორი ბლოკისაგან. პირველი ბლოკი, ე. წ. მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდი (ნახ. 53, ა), შეერთებულია მეორე საზომ ელექტრულ ბლოკთან (ნახ. 53, ბ) კაბელით. მაგნიტომგრძნობიარე ბლოკში მოთავსებულია ფეროზონდი (ნახ. 53, ა, 1), რომელიც თვითორიენტირდება ვერტიკალურ მდგომარეობაში კარდანულ საკიდზე დამაგრებული ქანჭარით. ქანჭარას აქვს სპეციალური დემპფერი, რომლითაც სწრაფად წყნარდება მისი რხევა. ქანჭარა კარდანული საკიდით მაგრდება სამფეხზე. ხელსაწყოს თვითმაორიენტირებელი მაგნიტომგრძნობიარე ნაწილი ნიველირებისა და გადამწოდის ორიენტირების გარეშე მუშაობის საშუალებას იძლევა, რაც ამცირებს

ზაზომვის დროს. ველზე მუშაობისას ხელსაწყოს ემსახურება ორი კაცი: მუშა და ოპერატორი. საკონტროლო პუნქტზე სპეციალური მუდმივი მაგნიტით (ნახ. 53 ა, 3) კომპენსირდება ნორმალური ველი, ამიტომ პროფილის პუნქტებში ხელსაწყო ზომავს მხოლოდ ვერტიკალური მდგენელის ΔZ ნაზრდს. საზომი ბლოკის საინდიკაციო ნაწილი დაგრადუირებულია ნანოტესლებში; ამავე ბლოკზე მოთავსებულია

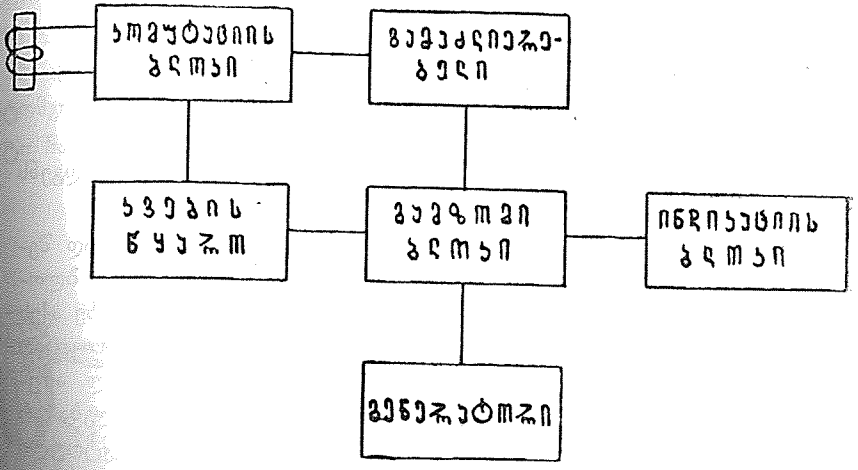


ნახ. 53. ფეროზონდული მაგნიტომეტრი „მ—17“-ის სქემა:
ა—მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდი; ბ—ელექტრული ბლოკი

გადამრთველები ხელსაწყოს გაზომვის დიაპაზონის შესაცვლელად (ნახ. 53, ბ, 4, 5). „მ-17“ მაგნიტომეტრით სამუშაოების მწარმოებლობა Z სასწორებთან შედარებით დიდია, ხოლო ცდომილება ± 5 ნტლ არ აღემატება. ხელსაწყოს ელექტრული სქემა იკვებება „სატურნის“ ტიპის 3 ელემენტით.

გეოლოგიურ-საძიებო სამუშაოების დროს დედამიწის მაგნიტური ველის დაძაბულობის სრული მდგენელის მოდულის გასაზომად 60-იანი წლებიდან მოყოლებული გამოყენებულია „მ-20“, „მ-32“ და სხვა ტიპის პროტონული მაგნიტომეტრები. ამჟამად სანკტ-პეტერბურგის სამეცნიერო საწარმოო გაერთიანება „მადანგეოფიზიკა“ ამზადებს გაუმჯობესებულ, პორტატულ და ზუსტ „მმპ-203“ ტიპის პროტონულ მაგნიტომეტრს.

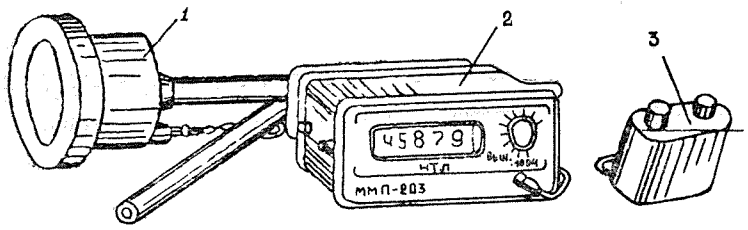
პროტონული მაგნიტომეტრების გამარტივებული ბლოკ-სქემა მოცემულია 54-ე ნახაზზე, ხოლო მისი გარე ხედი — 55-ე ნახაზზე.



ნახ. 54. პროტონული მაგნიტომეტრის ბლოკ-სქემა

გადამწოდი წარმოადგენს პროტონებით მდიდარი სითხით სავსე ჭურჭელს, რომელზედაც დახვეულია მოსალოდნელი სიგნალის პრეცესიის სიხშირის რეზონანსში აწყობილი კოჭა. კვების წყაროდან კომუტაციის ბლოკით კოჭზე მოედება პოლარიზაციის ძაბვა, რამდენიმე წამის შემდეგ კომუტაციის ბლოკი გადამწოდის კოჭს ჩართავს გამაძლიერებელზე. პრეცესიის სიგნალი გაძლიერების შემდეგ შედის საზომ

ბლოკში, რომელიც ელექტრონული მთვლელია, სადაც, აგრეთვე, საყრდენი გენერატორიდან მოდის განსაზღვრული სიხშირის მაღალი სტაბილურობის სიგნალი, რომელსაც შედარდება პრეცესიის სიგნალის სიხშირე. ველის გაზომილი მნიშვნელობები აღინიშნება ინდიკაციის ბლოკში, რომელიც შეიძლება იყოს ციფრული ან ისრიანი ინდიკატო-



ნახ. 55. მაგნიტომეტრი „ММЗ—203“: 1—გადამწოდი; 2—გამზომ-საინდიკაციო ბლოკი; 3—ქაღალდის ფირის ბუდე

რი. ხელსაწყოს პოლარიზაციის წყარო ამავე დროს წარმოადგენს მაგნიტომეტრის ელექტრული სქემების კვების წყაროს.

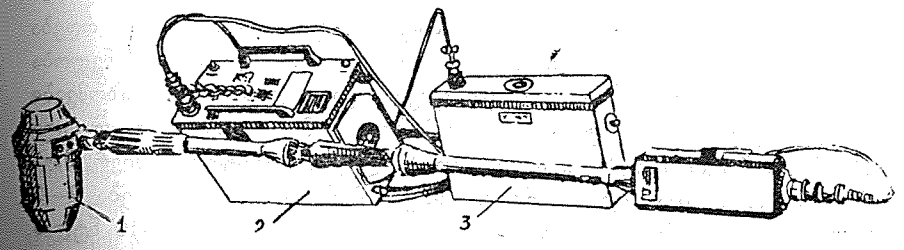
„ММЗ-203“ მარკის საველე მაგნიტომეტრი კონსტრუქციულად შედგება ორი ნაწილისაგან: გადამწოდისა და საზომ-საინდიკაციო ბლოკისაგან. გაზომვებისას ოპერატორს სპეციალური ქამრით ზურგზე აქვს დამაგრებული გადამწოდი, ხოლო მკერდთან — საზომ-საინდიკაციო ბლოკი, ხელსაწყოს გაზომვის დიაპაზონია 20000—100000 ნტლ, ათვლის სიზუსტე — ±1 ნტლ, საშუალო კვადრატული ცდომილება არ აღემატება 1,5 ნტლ-ს, ერთი გაზომვის დრო 3 წამია. ელექტრული კვების ერთი კომპლექტი, რომელიც შედგება 10 ცალი „სატურნის“ ტიპის ელემენტისაგან, უზრუნველყოფს 3000 გაზომვას. ხელსაწყო სტაბილურად მუშაობს დროში. 8 საათი უწყვეტი მუშაობისას მისი ჩვენების ცდომილება არ აღემატება ±1 ნტლ, მთელი კომპლექტის მასა კი — 6 კგ-ს. ხელსაწყოს ემსახურება ერთი ოპერატორი, რომელიც ზომავს დისკრეტულ რეჟიმში ან ავტომატურად 60 წმ ინტერვალით. ოპერატორი გაზომილი ველის მონაცემებს იწერს სპეციალურ ბუდეში მოთავსებულ ქაღალდის ფირზე. მაგნიტომეტრი დაცულია ატმოსფერული ზემოქმედებისაგან.

§ 35. კვანტური „მ-33“ მაგნიტომეტრი

„მ-33“ მაგნიტომეტრი საველე კვანტური მაგნიტომეტრების პირველი საწარმოო მოდელია. მას ახასიათებს უნიკალური მეტროლოგიური ღირსებები: ძალიან მაღალი მგრძნობიარობა (0,1—1 ნტლ), მაღალი სტაბილურობა („მუშაობის 8 საათის განმავლობაში „ნულის დეიფი“ ტოლია 1,5 ნტლ), გაზომვის სისწრაფე (ერთი გაზომვა 3 წმ-ში), გაზომვის დიდი დიაპაზონი (20—80 ათასი ნტლ) და, მთავარია, ხელსაწყოს შეუძლია მუშაობა მოძრაობისას, რაც არსებითად ზრდის მუშაობის მწარმოებლურობას (თუ აგეგმვის ბიჯი 10 მეტრია, 500 პუნქტი ცვლაში).

დედამიწის მაგნიტური ველის სრული მდგენელის მოდულის გაზომვის პროცესი დამყარებულია ზემოთ აღწერილ ოპტიკურ „დაჭირხვნის“ პრინციპზე; მუშა ნივთიერებად გამოყენებულია ცეზიუმის ორთქლი.

კონსტრუქციულად ხელსაწყო შედგება სამი ბლოკისაგან: მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდი ელექტრონული ბლოკით, სამართავი პულტი ჩამწერი მოწყობილობითა და კვების ბლოკით (ნახ. 56).



ნახ. 56. კვანტური მაგნიტომეტრი „მ—33“: 1—მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდი, 2—სამართავ საინდიკაციო ბლოკი, 3—კვების ბლოკი

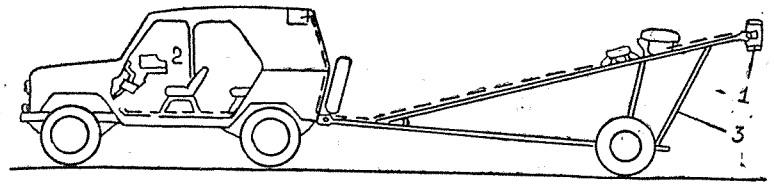
ხელსაწყოს ემსახურება ორი კაცი — გადამწოდი ბლოკი მიაქვს მუშას, ხოლო სამართავი პულტი და კვების წყარო — ოპერატორს. ველის მნიშვნელობას ზომავს ოპერატორი დისკრეტულ რეჟიმში ან ავტომატურად 15,30 ან 60 წმ პერიოდით. ხელსაწყო მუშაობს მგრძნობიარობის ორ დიაპაზონში — 0,1 და 1,0 ნტლ. ველის სრული მდგენელის მოდულის მნიშვნელობები გამოისახება სპეციალურ მანათობელ

ტაბლოზე და იბეჭდება ქაღალდის ფირზე, აქვე იბეჭდება რეპერული წერტილებისა და გაზომვების წარმოების დროის აღმნიშვნელი ნიშნაკები. ხელსაწყოს აქვს მისი ძირითადი პარამეტრების შემმოწმებელი სისტემა და სიხშირის საკონტროლო ეტალონი. ხელსაწყო დაცულია ატმოსფერული ზემოქმედებისაგან. ის იკვებება მუდმივი დენის წყაროთი — სპეციალური აკუმულატორით, რომლის ძაბვა 6 ვოლტია, ნორმალურად დამუხტული აკუმულატორით შესაძლებელია 800 გაზომვის ჩატარება. ხელსაწყოს მთლიანი მასა 13,5 კილოგრამია. ტრანსპორტირებისას ის თავსდება ორ ყუთში.

§ 36. აპარატურა საავტომობილო აგეგმვისათვის

საავტომობილო აგეგმვისათვის განკუთვნილი სპეციალური პროტონული „მსს-1“ მაგნიტომეტრი დამონტაჟებულია ავტომანქანაზე. მაგნიტომეტრი შედგება შემდეგი ძირითადი ბლოკებისაგან: გადამწოდისაგან, წინასწარი გამაძლიერებლისაგან, ელექტროსაზომი ბლოკისა და რეგისტრატორისაგან. გადამწოდი ტოროიდული ფორმის ჭურჭელია, რომელშიც ასხია წყლისა და სპირტის ნარევი, მასზე დახვეულია კოჭა. გადამწოდი დამაგრებულია სპეციალურ თითქმის არამაგნიტურ მისაბმელზე, რომელიც ავტომანქანიდან 7 მეტრით არის დაშორებული. პოლარიზაციის შემდეგ სასარგებლო სიგნალი ძლიერდება გამაძლიერებელში და შედის სიხშირესაზომში. ველის მნიშვნელობა იბეჭდება ქაღალდის ფირზე და ფიქსირდება ტაბლოზე. გაზომვები მიმდინარეობს ავტომატურად ავტომობილის მიერ გავლილი ყოველი 10 ან 20 მეტრის შემდეგ ან დისკრეტულად ოპერატორის მიერ. მაგნიტომეტრის სიზუსტეა 1 ნტლ, ინსტრუმენტული ცდომილება 2—3 ნტლ, ხოლო მოძრაობაში ველის გაზომვის ცდომილება 5—10 ნტლ-ს აღწევს. გაზომვის დიაპაზონი 30—70 ათასი ნტლ-ს ფარგლებშია. აგეგმვისას ავტომობილის საშუალო სიჩქარე 10—12 კმ/საათია. ხელსაწყო იკვებება ავტომანქანის აკუმულატორიდან.

ამჟამად მრეწველობა უშვებს საავტომობილო კვანტურ „მმა-301“ მაგნიტომეტრს, რომელიც დამზადებულია „მ-33“ მაგნიტომეტრის ბაზაზე (ნახ. 57). „მსს-1“ მაგნიტომეტრთან შედარებით „მმა-301“ მაგნიტომეტრი უფრო სრულყოფილია. გაზომვის სიზუსტე 0,1 ნტლ რიგისაა. გაზომვათა დიაპაზონი გადიდებულია 20—80 ათასი ნანოტესლამდე, მოძრაობისას ველის მნიშვნელობა განისაზღვრება 5 და 10 მეტრში, ამასთანავე გაზრდილია მოძრაობის სიჩქარე (5 მეტრი ბიჯისას პუნქტებს შორის 30 კმ/სთ-მდე, ხოლო 10 მ ბიჯისას — 60 კმ/სთ-მდე). ადგილზე დგომისას ველის მნიშვნელობა ავტომატურად რეგისტრირდება ყოველი 1, 10, 30 ან 60 წმ-ის შემდეგ. მაგნიტომეტრი



ნახ. 57. ავტომაგნიტომეტრი „მმა—301“: 1—გადამწოდი, 2—ელექტრო-გამზომი ბლოკი რეგისტრატორით; 3—მისაბმელი

დამონტაჟებულია ავტომანქანა „უაზ 469 ბ“-ზე, ხოლო გადამწოდი — არამაგნიტურ მისაბმელზე.

§ 37. აპარატურა აკვალური მაგნიტური აგეგმვისათვის

მაგნიტური აგეგმვები ოკეანეებზე, ზღვებზე, ტბებსა და მდინარეებზე, როგორც წესი, პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრებით ტარდება. აკვალური აგეგმვისათვის გამოიყენება საზღვაო პროტონული „ამპ-3“ მაგნიტომეტრი, რომელიც დედამიწის მაგნიტური ველის სრული მდგენელის მოდულს 1 ნტლ-ს სიზუსტით ზომავს. გაზომვის დიაპაზონი 20000—100000 ნტლ. ჩაწერა ხდება გრაფიკულად მასშტაბში 1 ან 10 ნტლ/მმ, ან ციფრულად ფირზე. მაგნიტომგრძნობიარე ბლოკი მოთავსებულია ჰერმეტულ გონდოლაში, რომელიც კაბელით მიბმულია გემზე.

§ 38. აერომაგნიტური და კოსმოსმაგნიტური აგეგმვის აპარატურა

აერომაგნიტური აგეგმვისას ძირითადად გამოიყენება ფეროზონდული, პროტონული და კვანტური აერომაგნიტომეტრები.

აერომაგნიტური სადგური შედგება მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდისაგან, ელექტრონული ბლოკისაგან, რეგისტრატორისა და და-

მხმარე მოწყობილობებისაგან. ხელსაწყო იკვებება საბორტო ელექტროქსელიდან.

აერომაგნიტური აგეგმვისათვის ძირითადად გამოიყენება მსუბუქი თვითმფრინავები (მაგალითად, „ან-2“) და ვერტმფრენები. ნებისმიერი მაგნიტომეტრის მაგნიტომგრძნობიარე გადამწოდი მოთავსებულია გონდოლაში და დამაგრებულია თვითმფრინავის კუდზე ან სპეციალური ბაგირით მიმაგრებულია საფრენ აპარატზე.

ამჟამად აერომაგნიტური აგეგმვისათვის გამოიყენება შემდეგი მაგნიტომეტრები: „ამ-13“ და „ამმ-13“ ფეროზონდული მაგნიტომეტრები, „ამპ-7“ პროტონული მაგნიტომეტრი, „კამ-28“ კვანტური მაგნიტომეტრი. ამ მაგნიტომეტრების დეტალური აღწერა და კონსტრუქციული თავისებურებანი მოცემულია მაგნიტომიების სპეციალურ სახელმძღვანელოში. აერომაგნიტური აგეგმვისათვის გამოიყენება დამხმარე ხელსაწყოები: აგეგმვის მარშრუტების აეროფოტომიბმის ფოტოაპარატები, ფრენის სიმაღლის განმსაზღვრელი ხელსაწყოები — რადიოსიმაღლის საზომები და მარშრუტების რადიოგეოდეზიური მიბმის რადიოსანავიგაციო სისტემები.

აერომაგნიტომეტრებით ძირითადად განისაზღვრება დედამიწის მაგნიტური ველის სრული მდგენელის მოდულის აბსოლუტური ან ფარდობითი მნიშვნელობა. აერომაგნიტომეტრებით T-ს და ΔT განსაზღვრის ცდომილება $\pm(1—10)$ ნტლ-ს ფარგლებში იცვლება. ველი რეგისტრირდება ქაღალდის ფირზე, რომელიც მოძრაობს 1—10 მეტრი სიჩქარით საათში. აქვე ფიქსირდება გაზომვის დრო, უწყვეტად იწერება ფრენის სიმაღლე და აღინიშნება რეპერული წერტილები.

უკანასკნელ წლებში დედამიწის მაგნიტურ ველს ზომავენ კოსმოსური აპარატებიდან — დედამიწის ხელოვნური თანამგზავრებიდან. კოსმომაგნიტური აგეგმვისათვის გამოიყენება პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრები, რომლებიც ძირითადად ისეთივე აგებულებისაა, როგორც აერომაგნიტომეტრები. ველის გაზომილი მნიშვნელობები ელექტრონული ბლოკიდან რეგისტრატორის ნაცვლად მიდის საბორტო ტელემეტრულ სისტემაში, საიდანაც გადმოეცემა დედამიწის ზედაპირზე განლაგებულ სპეციალურ სადგურებს.

§ 39. ქანების მაგნიტური თვისებების საზომი აპარატურა

ქანების მაგნიტური თვისებები შეიძლება დადგინდეს მათი ნიმუშების შესწავლით და ჭაბურღილებში მაგნიტური გაზომვებით.

განვიხილოთ ის პრინციპები და ხელსაწყოები, რომლებიც გამოიყენება ქანების მაგნიტური თვისებების შესასწავლად. გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად ქანების შესწავლისას უმეტეს შემთხვევაში განსაზღვრავენ მაგნიტურ შემთვისებლობას, ხოლო ზოგჯერ — მათ ბუნებრივ ნარჩენ I_r დამაგნიტებულობას. გაზომვების ჩასატარებლად ძირითადად იყენებენ მაგნიტომეტრულ და ინდუქციურ მეთოდებს. მაგნიტომეტრიული მეთოდით შეიძლება განისაზღვროს ქანების მაგნიტური შემთვისებლობა (æ) და ნარჩენი დამაგნიტებულობა (I_r), ხოლო ინდუქციური მეთოდით — მხოლოდ შემთვისებლობა.

მაგნიტომეტრიული მეთოდით æ და I_r განსაზღვრისათვის ნიმუშს ათავსებენ გარეშე H ველში, რომლის სიდიდე და მიმართულება ცნობილია. შემდეგ ზომავენ ნიმუშის ველის დაძაბულობას ფიქსირებულ წერტილში, რომელიც ნიმუშის ცენტრიდან r მანძილზე მდებარეობს. თუ ეს მანძილი ნიმუშის ხაზოვან ზომებზე 3-ჯერ მეტია და ნიმუში ერთგვაროვნადაა დამაგნიტებული, მაშინ მისი მაგნიტური ველი მიახლოებით დიპოლის ველის ტოლი იქნება. დიპოლის მაგნიტური ველი განისაზღვრება შემდეგი გამოსახულებით:

$$F = \frac{2M}{r^3}, \qquad \text{(VIII.5)}$$

ამ ტოლობიდან F-ისა და r-ის გაზომილი მნიშვნელობებით შეიძლება განისაზღვროს მაგნიტური მომენტი (M), რომელიც, თავის მხრივ, ტოლია $M = IV$, სადაც V ნიმუშის მოცულობაა.

ამგვარად გაზომილი F, r და v სიდიდეებით შეიძლება განისაზღვროს ნიმუშის სრული დამაგნიტებულობა (I). ნარჩენი დამაგნიტებულობის დასადგენად საკმარისია F ველის გაზომვა ორჯერ ნიმუშის ორ ურთიერთსაწინააღმდეგო მდებარეობაში. ნიმუშის 180°-ით შემობრუნებისას ნარჩენი დამაგნიტებულობით გამოწვეული ველის ნიშანი შეიცვლება. რადგანაც ამ ორი შემთხვევისათვის ველის გაზომილი მნიშვნელობები (F_1 და F_2) განისაზღვრება ერთი და იმავე სიდიდეების ჯამითა და სხვაობით, ამიტომ შეიძლება დადგენილ იქნეს ნარჩენი I_r და H ველით გამოწვეული I_i დამაგნიტებულობათა მნიშვნელობები. დასასრულ, რადგანაც $I_i = æ'H$, სადაც æ′ ნიმუშის მოჩვენებითი შემთვისებლობაა, ცნობილი H-ისა და I_r-ს მნიშვნელობებისათვის შეიძლება განისაზღვროს ნიმუშის მაგნიტური შემთვისებლობა (æ).

ქანების მაგნიტური თვისებების განსაზღვრისას მაგნიტომეტრიული მეთოდი პრაქტიკულად დაიყვანება ნიმუშების ველის გაზომვაზე სივრცის რომელიმე წერტილში. მიახლოებითი გაზომვები შეიძლება ჩატარდეს ნებისმიერი მაგნიტომეტრით, ხოლო ზუსტი გაზომვები „მა-21“ ტიპის სპეციალური მაგნიტომეტრით. ამ მაგნიტომეტრის აღწერა და მუშაობის პრინციპები მოცემულია მაგნიტოძიების სპეციალურ კურსებში.

ინდუქციური მეთოდით ქანების მაგნიტური შემთვისებლობის გაზომვა, როგორც ლაბორატორიულ, ასევე საველე პირობებში, ტარდება „იმვ-2“ ან „იმვ-3“ ტიპის ხელსაწყოთი.

ამ ხელსაწყოს მგრძნობიარე ელემენტია გადამწოდი — დიფერენციალური მაგნიტური ხიდი, რომელიც H-ის ფორმის, შენადნობი პერმალოისაგან დამზადებული გულარია. გულარზე დახვეულია ხუთი კოჭა — ოთხი გვერდებზე და ერთი ცენტრალურ ნაწილში. გვერდითი კოჭები, რომლებიც იკვებება ამგზნები გენერატორით, ისე არის ერთმანეთთან შეერთებული, რომ მათ მიერ შექმნილი მაგნიტური ნაკადები ერთმანეთს აკომპენსირებს და ჯამური ნაკადი ცენტრალურ საზომ კოჭაში ნულის ტოლია. თუ გადამწოდის რომელიმე ორ პოლუსზე მოვათავსებთ ნიმუშს, დაირღვევა მაგნიტური ნაკადების წონასწორობა და საზომ კოჭაში აღიძვრება ნიმუშის მაგნიტური შემთვისებლობის პროპორციული ელექტრომამოძრავებელი ძალა. საზომი კოჭიდან სიგნალი სხვადასხვა კასკადის გავლით მიდის ისრიან ინდიკატორზე, რომელზედაც პირდაპირ აითვლება ნიმუშის მაგნიტური შემთვისებლობა 10^{-3} CGS ერთეულებში. ხელსაწყოს აქვს გაზომვის დიაპაზონის გადამრთველი 5 მდგომარეობაზე, რომლის საშუალებით შეიძლება გაიზომოს შემთვისებლობა $2\cdot10^{-3}$-დან 1 CGS ერთეულამდე. ხელსაწყოს ელექტრონული სქემა იკვებება „სატურნის“ ტიპის 3 ელემენტით, რომლის ერთი კომპლექტი უზრუნველყოფს ხელსაწყოს მუშაობას 250 საათით. კონსტრუქციულად ხელსაწყო შედგება ორი ნაწილისაგან: გადამწოდისა და საზომი ბლოკისაგან, რომლებიც შეერთებულია კაბელით (ნახ. 58).

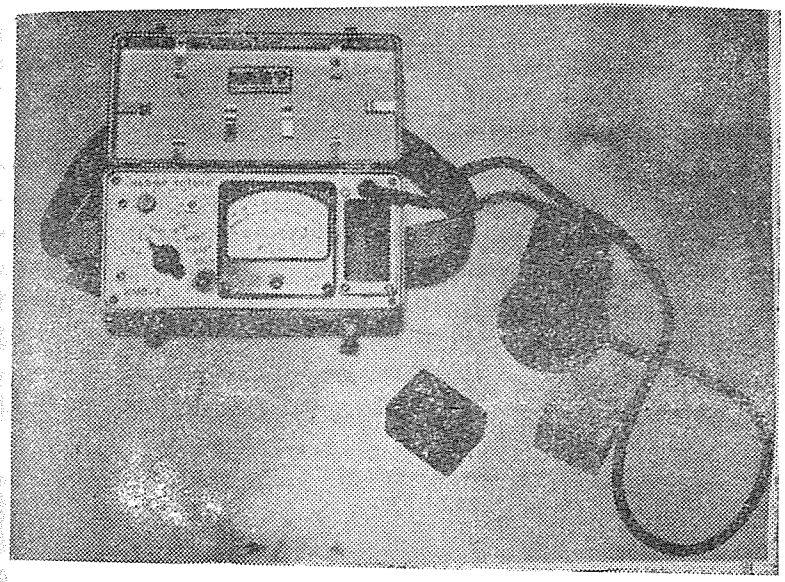
„იმვ-2“ ხელსაწყოთი გაზომვები შეიძლება ჩატარდეს როგორც ნიმუშებზე, ასევე ველზე ქანების გამოსავლებზე. რადგანაც ქანებში ფერომაგნიტური მინერალები თანაბრად არ არის განაწილებული, ამიტომ მიღებული შედეგების საიმედოობის გასაზრდელად აუცილებელია გაზომვების ჩატარება ნიმუშის სხვადასხვა ზედაპირზე რამდენიმეჯერ და აქედან საშუალო მნიშვნელობის გამოთვლა.

„იმვ-2“ ტიპის ხელსაწყო ზომავს ქანების მოჩვენებით მაგნიტურ $æ^1$ შემთვისებლობას. შემთვისებლობის ნამდვილი მნიშვნელობა (æ) გამოითვლება ფორმულით

$$æ \quad \frac{æ'}{1-N\,æ'}, \tag{VIII.6}$$

სადაც N არის გადამწოდის განმაგნიტების კოეფიციენტი, რომელიც მოცემულია ხელსაწყოს პასპორტში.

მაგნიტოსაძიებო სამუშაოთა ჩატარების მეთოდი დაიყვანება საველე სამუშაოების მეთოდებისა და აპარატურის, აგრეთვე, აგეგმვის სახის, მასშტაბისა და მიღებული შედეგების გამოსახვის შერჩევაზე.



ნახ. 58. ქანების მაგნიტური შემთვისებლობის გამზომი ხელსაწყო „იმვ—2“

§ 40. აერომაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა

მაგნიტოძიების მეთოდებს შორის ყველაზე მეტი მწარმოებლურობითა და სამუშაოთა იაფი ღირებულებით გამოირჩევა აერომაგნიტოძიება. ეს იმით აიხსნება, რომ აგეგმვისას მაგნიტური ველის გა-

ზომვები მიმდინარეობს ავტომატურად, უწყვეტი სარეგისტრაციო აერომაგნიტური სადგურების საშუალებით, რომლებიც დამაგრებულია თვითმფრინავზე ან ვერტმფრენზე და მცირე დროის განმავლობაში გაზომვები ტარდება დიდ ფართობზე.

გადასაწყვეტი გეოლოგიური ამოცანების შესაბამისად გამოირჩევა სამი სახის აერომაგნიტური აგეგმვა: რეგიონული, საშუალო მასშტაბისა და საძიებო.

რეგიონული აგეგმვები, რომლებიც 1:1000000 და 1:200000 მასშტაბებში სრულდება, გამოიყენება სიღრმული გეოლოგიური აგებულების შესასწავლად. საშუალო მასშტაბისა, რომლებიც 1:200000 და 1:50000 მასშტაბებში ტარდება, გამოიყენება გეოლოგიური აგეგმვის ამოცანების გადასაწყვეტად. კერძოდ, მაგმური, მეტამორფული და დანალექი ქანების გავრცელების უბნების გამოსავლენად, შესასწავლ ფართობზე რკინის მადნისა და სხვა სასარგებლო ნამარხთა პერსპექტიულობის შესაფასებლად. საძიებო აგეგმვა, რომელიც აერორკალომეტრიულ აგეგმვასთან ერთდროულად ტარდება 1:25000 ან 1:10000 მასშტაბში, გამოიყენება მადნური საბადოების გამოსავლენად.

აერომაგნიტური აგეგმვა, როგორც წესი, ფართობრივი ხასიათისაა. პროფილების მიმართულებები შეირჩევა სტრუქტურების სავარაუდო გავრცელების, ტექტონიკური რღვევების ან ადრე დაფიქსირებული მაგნიტური ანომალიების მართობულად. პროფილებს შორის მანძილი დამოკიდებულია აგეგმვის მასშტაბზე. კერძოდ, 1:1000000 მასშტაბის აგეგმვისას პროფილებს შორის მანძილი 10 კმ-ია, 1:200000 მასშტაბის დროს — 2 კმ, 1:50000 მასშტაბისას — 500 მ, ხოლო 1:25000 მასშტაბისას კი — 250 მ. ამრიგად, პროფილებს შორის მანძილი აერომაგნიტური მონაცემების რუკებზე 1 სმ-ია.

აერომაგნიტური აგეგმვისას პროფილის დაშორება დედამიწის ზედაპირიდან 25—1000 მეტრია. რაც უფრო მსხვილი მასშტაბის აგეგმვა ტარდება, მით უფრო ახლოს იქნება პროფილი დღიური ზედაპირიდან, პროფილების მიბმა დედამიწის ზედაპირთან სხვადასხვა საშუალებით ხდება და რაც უფრო მსხვილია აგეგმვის მასშტაბი, მით უფრო ზუსტად უნდა იყოს პროფილის მდებარეობა განსაზღვრული. ხელსაწყოთა ნულ-პუნქტის დრეიფის შესამოწმებლად და გასათვალისწინებლად სამუშაო დღის დასაწყისში და დამთავრებისას ტარდება სპეციალური აგეგმვა წინასწარ შერჩეულ საკონტროლო მარშრუტზე. აგეგმვის ყველა მარშრუტის მიბმა ხდება ამ საკონტროლო მარშრუტზე, რომლის სიგრძე ჩვეულებრივ 10—30 კმ-ია. ცალკეულ შემთხვევებში

ასაგეგმავ ფართობზე წინასწარ ტარდება აგეგმვა ე. წ. საყრდენი მარშრუტების გასწვრივ 100%-იანი განმეორებით. შემდგომი რიგითი გაზომვები ტარდება ამ მარშრუტების მიმართულებით ან მათ მართობულად.

აგეგმვის სიზუსტის შესაფასებლად შერჩეულ რიგით პროფილზე ტარდება განმეორებითი აგეგმვა და მიღებული მონაცემებით გამოითვლება აგეგმვის ერთი გაზომვის საშუალო კვადრატული ცდომილება შემდეგი ფორმულით:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\Sigma \delta_i^2}{2n-1}}, \qquad \text{(VIII.7)}$$

სადაც δ_i არის ერთსა და იმავე წერტილში ძირითადი და საკონტროლო გაზომვებით მიღებული ველის დაძაბულობის მნიშვნელობებს შორის სხვაობა; n — იმ წერტილთა რაოდენობა, რომელთა მონაცემები გამოყენებულ იქნა ცდომილებების გამოსათვლელად. აერომაგნიტური აგეგმვების შედეგები დამაკმაყოფილებლად ითვლება, თუ გაზომვის საშუალო კვადრატული ცდომილება ± 10 ნტლ არ აღემატება. აერომაგნიტური აგეგმვის მასალების დამუშავებისას შესწორებები შეაქვთ ველის ნორმალურ გრადიენტზე, მის ვარიაციებზე, ტემპერატურის ცვლილებაზე, ნულის დრეიფზე, მარშრუტების დღიურ ზედაპირზე მიბმის უზუსტობაზე და სხვ. ველის ნორმალურ გრადიენტზე შესწორებები შეაქვთ ყოველი პროფილის დასაწყისსა და ბოლოში გეომაგნიტური ველის ნორმალური მნიშვნელობის რუკებიდან, ხოლო ზემოთ აღნიშნული დანარჩენი შესწორებები — განმეორებითი მარშრუტების მონაცემების მიხედვით.

აერომაგნიტური აგეგმვისას მაგნიტური ველის მნიშვნელობები აღინუსხება ქაღალდის ფირზე, ციფრული სახით მაგნიტურ ფირზე ან პერფოფირზე. ფირებზე აღინიშნება მათი ნომერი, გაზომვის თარიღი, ბორტჟურნალის, ბაზირების აეროდრომის, ასაგეგმავი ფართობისა და მარშრუტების ნომრები, ოპერატორის გვარი.

აერომაგნიტური აგეგმვის მონაცემების საბოლოო დამუშავების შედეგად მიიღება პროფილების გასწვრივ გეომაგნიტური ველის ანომალიური მნიშვნელობები (T_a ან ΔT_a). აგეგმვის შედეგად მიღებული მასალებით აგებენ მარშრუტებზე ველის ცვლილების რუკებს. ამ რუკების ასაგებად ტოპოგრაფიულ საფუძველზე დააქვთ საველე

პროფილები, ხოლო მათ მართობულად — ველის გაზომილ მნიშვნელობათა ამპლიტუდები. აიგება, აგრეთვე, T_a და ΔT_a მნიშვნელობათა დედამიწის ზედაპირზე განაწილების რუკები, ჩვეულებრივად — ერთი და იმავე მნიშვნელობის წერტილების იზოხაზებით შეერთებით.

მსოფლიოს თითქმის ყველა განვითარებულ ქვეყანაში შექმნილია საყრდენი აერომაგნიტური ქსელი და 1:200000 მასშტაბის აგეგმვა პრაქტიკულად დამთავრებულია. ამჟამად მიმდინარეობს უფრო მსხვილმასშტაბიანი აგეგმვები, კერძოდ, 1:50000 და 1:10000 მასშტაბის აგეგმვები. ამასთანავე, უნდა აღინიშნოს, რომ მაღალი სიზუსტის პროტონული და კვანტური აერომაგნიტომეტრების შექმნასთან დაკავშირებით განმეორებით ტარდება 1:200000 მასშტაბის აგეგმვები.

§ 41. ჰიდრომაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა

ჰიდრომაგნიტური აგეგმვისას ძირითადად პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრები გამოიყენება. მაგნიტომეტრის გადამწოდს ათავსებენ სპეციალურ არამაგნიტურ ჰერმეტულ გონდოლაში, რომელიც ბაგირით მიბმულია გემზე. გონდოლასა და გემის კორპუსს შორის არჩევენ ისეთ მანძილს, როდესაც მაგნიტური ველის დამახინჯება, რომელსაც იწვევს გემის ლითონის კორპუსი, მინიმალურია. პრაქტიკულად, იმ სიზუსტის ფარგლებში, რომლითაც ტარდება ჰიდრომაგნიტური აგეგმვა, ეს მანძილი გემის კორპუსის სიგრძეზე ორჯერ მეტია. ზღვის ღელვის გავლენის გამოსარიცხავად გონდოლა გარკვეულ სიღრმეზეა ჩაძირული სპეციალური სიღრმითი საჭიების დახმარებით. ჰიდრომაგნიტური აგეგმვები ტარდება როგორც ცალკეულ მარშრუტებზე, ასევე ფართობრივად. ფართობებზე აგეგმვას წინ უძღვის გაზომვების ჩატარება საყრდენ მარშრუტებზე. მარშრუტების მიბმა ხდება რადიოგეოდეზიური, ჰიდროაკუსტიკური და სხვა საშუალებებით. ჰიდრომაგნიტურ მონაცემებში ვარიაციებზე შესწორებების შესატანად ბოლო დრომდე სარგებლობდნენ ახლოს მდებარე მაგნიტური ობსერვატორიების მასალებით. ახალი, მაღალი სიზუსტის მაგნიტომეტრების ათვისებასთან დაკავშირებით, ამჟამად ვარიაციებზე შესწორებების შესატანად იყენებენ აგეგმვის რაიონში დამონტაჟებულ სპეციალურ ფსკერის მაგნიტოსავარიაციო სადგურის მონაცემებს.

წყლის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკის სხვა თავისებურებანი ისეთივეა, როგორც მიწის ზედაპირზე აგეგმვისა.

§ 42. დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა

დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური გაზომვების ჩასატარებლად გამოიყენება გადასატანი საველე მაგნიტომეტრები და ავტომაგნიტომეტრები. გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად დედამიწის ზედაპირზე ატარებენ სამი სახის აგეგმვას: აგეგმვით-საძიებო, ძებნა-ძიებითსა და დეტალურ აგეგმვებს. თუ მაგნიტური აგეგმვა წინ უსწრებს გეოლოგიურს ან მასთან ერთდროულად მიმდინარეობს, მაშინ მაგნიტურ აგეგმვას ატარებენ გეოლოგიური აგეგმვის ან ორჯერ უფრო მსხვილ მასშტაბში. მაგნიტური აგეგმვის მასშტაბი ყველა შემთხვევაში ისე უნდა იყოს შერჩეული, რომ, ერთი მხრივ, გადაწყდეს დასმული ამოცანა, ხოლო, მეორე მხრივ, გაზომვათა რიცხვი ფართობის ერთეულზე მინიმალური იყოს.

აგეგმვით-საძიებო მაგნიტური აგეგმვის ამოცანაა მსხვილმასშტაბიანი გეოლოგიური აგეგმვის ამოცანების გადაწყვეტა და რკინის შემცველი მადნების პირდაპირი ძიება. ასეთი აგეგმვის დროს სამუშაოები ტარდება 1:50000, 1:25000 და 1:10000 მასშტაბებში.

ძებნა-ძიებითი მაგნიტური აგეგმვის მიზანია აგეგმვითი-საძიებო აგეგმვის დროს მიღებული ანომალიების დეტალიზაცია; ტექტონიკურ რღვევათა და მადნური სხეულების გამოვლენა; ამ სხეულების ზომების, ფორმისა და მდებარეობის დადგენა. ასეთი აგეგმვისას სამუშაოები ტარდება 1:10000, 1:5000 და 1:2000 მასშტაბებში.

დეტალური მაგნიტური აგეგმვის ძირითადი მიზანია მადნეული საბადოების შესწავლა და სხვადასხვა მაგნიტური თვისების მქონე შემცველი ქანების ზომების, ფორმისა და მდებარეობის განსაზღვრა. ამ სახის აგეგმვისას სამუშაოები ტარდება 1:2000 და უფრო მსხვილ მასშტაბში.

დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვა ძირითადად ფართობრივად ტარდება, ხოლო იშვიათად და ისიც სპეციალური ამოცანების გადასაწყვეტად — ცალკეულ პროფილებზე. აგეგმვა ტარდება იმ პერსპექტიულ ანომალიურ უბნებში, რომლებიც გამოიყო აერომაგნიტური მონაცემებით. აგეგმვის პროფილები მიმართული უნდა იყოს აღნიშნულ ანომალიათა გავრცელების მართობულად და მაქსიმალურად უნდა იქნეს გამოყენებული გზები, მდინარეთა ხეობები, ბილიკები და ისეთი ადგილები, რომლებითაც ადვილია სწორხაზოვანი პროფილების გატარება.

პროფილებს შორის მანძილი 2—3-ჯერ ნაკლები უნდა იყოს შესასწავლი ობიექტების სავარაუდო სიგრძესთან შედარებით, ხოლო აგეგმვის მასშტაბის რუკაზე — 1 სმ-ის რიგისა. ამრიგად, თუ აგეგმვა წარმოებს 1:50000 მასშტაბში, პროფილებს შორის მანძილი იქნება 500, ხოლო თუ 1:5000 მასშტაბში, მაშინ — 50 მ.

პროფილზე დაკვირვების წერტილებს შორის ინტერვალი ნაკლები უნდა იყოს პროფილებს შორის მანძილზე, ამასთანავე 2—3-ჯერ მცირე შესასწავლი ობიექტის სავარაუდო სიგანეზე.

საერთოდ, აგეგმვის მასშტაბი ისე უნდა შეირჩეს, რომ მოსალოდნელი მინიმალური ანომალიის ფართობზე აუცილებლად მოხვდეს გაზომვის ერთი ან ორი წერტილი ერთი და იგივე ან ორი მეზობელი პროფილისა.

აგეგმვის ჩასატარებლად შემსრულებლებს უნდა ჰქონდეს აგეგმვის მასშტაბის ტოპოგრაფიული რუკები და აერომაგნიტური აგეგმვის მასალები; სამუშაოთა დაპროექტებისას შესასწავლი რაიონის კონტურები და სავარაუდო პროფილები აღინიშნება რუკებზე, ხოლო შემდეგ სხვადასხვა გეოდეზიური საშუალებებით მოინიშნება დედამიწის ზედაპირზე.

დეტალური აგეგმვისას საველე პროფილები და წერტილები მიბმული უნდა იყოს ადგილზე ინსტრუმენტულად, ხოლო დანარჩენ შემთხვევაში — ნახევრად ინსტრუმენტულად, ე. ი. პროფილების საწყისი და ბოლო წერტილები და ანომალიათა ცენტრები ადგილზე დაიტანება ინსტრუმენტულად, ხოლო წერტილებს შორის მანძილები გაიზომება ნაბიჯებით.

ხელსაწყოების ტექნიკური მდგომარეობის სისტემატური კონტროლისათვის, სამუშაოთა რაიონში ირჩევენ საკონტროლო პუნქტს, რომლის მიმართაც ატარებენ საკონტროლო გაზომვებს. საკონტროლო მაგნიტური პუნქტი უნდა შეირჩეს წყნარ ველში, ე. ი. პუნქტის ტერიტორიაზე ველი მნიშვნელოვნად არ უნდა იცვლებოდეს საკონტროლო ხელსაწყოს გადაადგილებისას ჰორიზონტალურ სიბრტყეში 2 მეტრის რადიუსის ფარგლებში, ხოლო ვერტიკალურ სიბრტყეში — 0,5 მეტრის სიმაღლეზე.

რეგისტრაციის წერტილებზე ხდება მაგნიტური ველის რომელიმე მდგენელის გაზომვა (ძირითადად ΔZ ან T). ΔZ გაზომვისას პუნქტზე ჩაიწერება ხელსაწყოს ჩვენება, ტემპერატურის მნიშვნელობა და გაზომვის დრო. ΔZ ანომალიური მნიშვნელობა პუნქტზე გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$\Delta Z = Z_n - Z_0 = \varepsilon (n - n_0) + \alpha (t - t_0) - Z_3, \qquad \text{(VIII.8)}$$

სადაც Z_n და Z_0 გეომაგნიტური ველის ვერტიკალური მდგენელებია რეგისტრაციისა და საკონტროლო წერტილებში; ε — ხელსაწყოს სკალის დანაყოფის ფასი; α — ტემპერატურული კოეფიციენტი; n და n_0 — ანათვლები მაგნიტომეტრზე; t და t_0 — ტემპერატურები რეგისტრაციისა და საკონტროლო წერტილებში; Z_3 — შესწორება ვარიაციაზე.

ვარიაციაზე შესწორებები განისაზღვრება ახლომდებარე მაგნიტური ობსერვატორიის მაგნიტოგრამებიდან და თუ ასეთი ობსერვატორიები არ არის სამუშაო უბნის მახლობლად, მაშინ — საკონტროლო პუნქტებზე დადგმული მაგნიტოსავარიაციო სადგურის მონაცემებიდან.

პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრებით მუშაობისას რეგისტრაციის წერტილზე აითვლება ველის სრული მდგენელის მოდულის აბსოლუტური მნიშვნელობა და იქვე ფიქსირდება გაზომვის დრო. საკონტროლო პუნქტზე მოწმდება კვანტური მაგნიტომეტრის ნულის დრეიფი. ველის მნიშვნელობის დასადგენად ამ მონაცემებში შეაქვთ შესწორება ვარიაციებზე.

მაღალი სიზუსტის აგეგმვისას ოპტიკურ-მექანიკური ხელსაწყოების გამოყენებით სამუშაოთა დაწყების წინ იქმნება ე. წ. საყრდენი პროფილების ქსელი იმ მიზნით, რომ რიგითი აგეგმვის დროს ყოველდღიურად ჩატარდეს განმეორებითი გაზომვები საყრდენი ქსელის რამდენიმე პუნქტზე. საყრდენი ქსელის პუნქტებზე ველის მნიშვნელობა წინასწარ არის განსაზღვრული 1—2 ნტლ-ს სიზუსტით პროტონული ან კვანტური მაგნიტომეტრებით. არსებობს საყრდენი ქსელის შექმნის ისეთი პრინციპები, როცა შეიძლება ოპტიკურ-მექანიკური ხელსაწყოების გამოყენებაც.

პროტონული და კვანტური მაგნიტომეტრებით მაღალი სიზუსტის აგეგმვის ჩატარებისას, როგორც წესი, საყრდენ ქსელს არ ქმნიან.

მაგნიტური აგეგმვის შედეგებს გამოსახავენ ველის ფარდობითი და აბსოლუტური მნიშვნელობების გრაფიკების, პროფილების რუკებისა და ველის ანომალიური თუ აბსოლუტური მნიშვნელობების რუკების სახით. Z_a გრაფიკებზე ჰორიზონტალურ ღერძზე გადაიზომება მანძილები პიკეტებს შორის, ვერტიკალურზე კი — ველის მნიშვნელობები.

T-ს რუკები აიგება ისევე, როგორც სხვა რუკები: ტოპოგრაფიულ საფუძველზე დაიტანება პროფილები, რომლის ყოველი გაზომვის

წერტილს მიეწერება ველის მნიშვნელობა და შემდეგ იზოხაზებით აერთებენ ველის ერთნაირი მნიშვნელობის მქონე წერტილებს.

გაზომვების სიზუსტის შესაფასებლად აგეგმვის დროს რეგისტრაციის წერტილთა საერთო რაოდენობის 10%-ზე ტარდება განმეორებითი გაზომვები და გამოითვლება საშუალო კვადრატული ცდომილება.

თანამედროვე ხელსაწყოებით გაზომვის საშუალო კვადრატული ცდომილება სუსტ ველებში წვრილმასშტაბიანი აგეგმვისას არ უნდა აღემატებოდეს ±5 ნტლ-ს, ხოლო მსხვილმასშტაბიანი აგეგმვისას — ±2 ნტლ-ს. ინტენსიური ანომალიის უბნებზე ცდომილებები შეიძლება იყოს რამდენიმეჯერ მეტი.

მიკრომაგნიტური აგეგმვა ეწოდება დიდი სიზუსტის დეტალურ აგეგმვას მცირე ფართობზე. ასაგეგმავი ფართობები კვადრატულია, რომელთა ზომები იცვლება 10×10 მ-დან 50×50 მ-მდე. გაზომვათა ქსელის ზომებია 1×1÷5×5 მეტრი. გაზომვები ტარდება „მ-27“, „მ-33“ და „მმპ-203“ მაგნიტომეტრებით. ასეთი აგეგმვის ერთი გაზომვის საშუალო კვადრატული ცდომილება 1 ნტლ-ს რიგისაა. მიკრომაგნიტური აგეგმვის ჩასატარებლად დიდ ფართობზე მას ჰყოფენ ელემენტარულ ფართობებად, რომელთა პროფილების დასაწყისსა და ბოლოებს აფიქსირებენ ინსტრუმენტულად, ხოლო რიგით წერტილებს — საზომი თოკის გამოყენებით. ყოველი ფართობის ცენტრში ირჩევენ საკონტროლო პუნქტს. გაზომვებს ატარებენ შემდეგი სქემით: პირველი გაზომვა საკონტროლო პუნქტზე, რამდენიმე გაზომვა პროფილების წერტილებში (1-დან 10-მდე) და ისევ გაზომვა საკონტროლო პუნქტზე და ა. შ., ხოლო როდესაც არის საშუალება, ერთ ხელსაწყოს აყენებენ საკონტროლო პუნქტზე პერიოდულ დისკრეტულ ჩაწერაზე, აგეგმვას კი ატარებენ მეორე ხელსაწყოთი. რა თქმა უნდა, აფიქსირებენ ყოველი გაზომვის დროს.

მიკრომაგნიტური აგეგმვით შეიძლება დადგინდეს ქანების ნაპრალიანობა, სტრუქტურა და ტექსტურა, შესწავლილ იქნეს ელემენტარული მაგნიტური ანომალიების გავრცელება. მიკრომაგნიტურ აგეგმვას იყენებენ ძირითადად, დეტალური ძიებისათვის, მოცემულ ფართობზე გავრცელებული ქანების გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული თავისებურებების შესასწავლად და დამარხული არქეოლოგიური ობიექტების აღმოსაჩენად.

მაგნიტოძიების სპეციალურ სახეობას მიეკუთვნება მიწისქვეშა მაგნიტური აგეგმვა, რომელიც ძირითადად ექსპერიმენტის სახით ტარდება გვირაბებსა და შახტებში. მიწისქვეშა მაგნიტური აგეგმვა გამოიყენება მაღალი მაგნიტური თვისებების მქონე იმ მადნების გამოსავლენად, რომლებიც სამთო გამონამუშევრების მახლობლად მდებარეობს.

მიწისქვეშა მაგნიტურ აგეგმვას ახასიათებს შემდეგი თავისებურებანი:

1. რადგანაც საძებნი ობიექტი შეიძლება იყოს გვირაბის ან შახტის ზემო ნაწილში, ქვემო ნაწილში ან გვერდებზე, ამიტომ მის გამოსავლენად საკმარისი არ არის T_a მდგენელის მოდულის გაზომვა; უნდა განისაზღვროს ანომალიური ველის მახასიათებელი ვექტორის როგორც მოდული, ასევე მიმართულება, ე. ი. გაზომვები უნდა ჩატარდეს სამკომპონენტიანი მაგნიტომეტრით,

2. სამთო გამონამუშევრებში არ უნდა იყოს ინტენსიური ხელშემშლელი ველები, ე. ი. მიწისქვეშა მაგნიტური აგეგმვის ჩატარება შეიძლება ისეთ გვირაბებსა და შახტებში, სადაც არ არის ფერომაგნიტური მეტალური კონსტრუქციები და ელექტროქსელის მოქმედი ხაზები.

იმ რაიონებში, სადაც შეიძლება ჩატარდეს ავტომაგნიტური აგეგმვა, ქვეითად აგეგმვა მას კონკურენციას ვერ უწევს. ავტომაგნიტური აგეგმვა ყველაზე იაფი და სწრაფი მეთოდია 1:25000 1:5000 მასშტაბების მაგნიტოსაძიებო სამუშაოების ჩასატარებლად. ავტომაგნიტურ სამუშაოებს ძირითადად ატარებენ წვრილმასშტაბიანი აერომაგნიტური და ქვეითად ჩატარებული ზოგადი აგეგმვების შედეგად მიღებული ანომალიების დეტალიზაციისათვის.

ავტომაგნიტური აგეგმვა შეიძლება ჩატარდეს როგორც წინასწარ მომზადებულ ქსელზე, ასევე ტოპოგრაფიული მიბმით. წინასწარ მომზადებული ქსელის პიკეტებზე დეტალური აგეგმვისას ხელსაწყოს ჩართავს ოპერატორი, ხოლო სხვა შემთხვევებში ველის მნიშვნელობა ფიქსირდება ავტომატურად, ავტომანქანის მიერ ყოველი 5, 10 ან 20 მეტრის გავლის შემდეგ.

სამუშაოზე გასვლის წინ საკონტროლო პუნქტზე მოწმდება ხელსაწყო. დავალების შესრულების შემდეგ ავტომანქანა ბრუნდება საკონტროლო პუნქტზე, სადაც ოპერატორი ამოწმებს ხელსაწყოს და აფორმებს ფირს, რომელზედაც აღნიშნავს მუშაობის თარიღს, უბნის, პროფილის, პიკეტების, ფირის, ხელსაწყოს, მანქანისა და მისაბმელის ნომრებს, ოპერატორისა და მძღოლის გვარებს.

ავტომაგნიტომეტრის გადამწოდის კაბელის 30 მეტრამდე დაგრძელების შემთხვევაში შეიძლება მისი გამოყენება მიკრომაგნიტური აგეგმვისათვის და ველის ვერტიკალური გრადიენტის შესასწავლად.

§ 43. ქანების მაგნიტური თვისებების შესწავლის მეთოდი

ქანების მაგნიტურ თვისებებს სწავლობენ დასმული გეოლოგიური ამოცანის გადასაწყვეტად, მაგნიტოძიების გამოყენების შესაძლებლობათა დასადგენად და მაგნიტური აგეგმვის მასალების გეოლოგიური ინტერპრეტაციისათვის.

ქანების მაგნიტური თვისებების განსაზღვრა შესაძლებელია როგორც სავალე, ასევე ლაბორატორიულ პირობებში. გაზომვების შედეგად დადგენილი უნდა იქნეს, რა ფარგლებში იცვლება თითოეული ქანის მაგნიტური შემთვისებლობა და ნარჩენი დამაგნიტებულობა, როგორ არის ეს მახასიათებლები დაკავშირებული ქანების მინერალურ შედგენილობასთან, მათ სტრუქტურასთან, ტექსტურასა და სხვა პარამეტრებთან. საჭიროა განისაზღვროს ერთი და იმავე ქანის მაგნიტური თვისებები გეოლოგიური სხეულის სხვადასხვა ნაწილში როგორც მისი გავრცელების მთელს ფართობზე, ასევე სიღრმეშიც. ამ მიზნით ქანების ნიმუშებს აგროვებენ კერნებიდან (ჭაბურღილის მასალიდან), ხელოვნური გამონამუშევრებიდან და ბუნებრივი გამოსავლებიდან. შერჩეული ნიმუშები დაახლოებით იზომეტრიული ფორმის უნდა იყოს, ხოლო მოცულობით — 100—300 სმ³. ნარჩენი დამაგნიტებულობის ვექტორის შესასწავლად აგროვებენ ორიენტირებულ ნიმუშებს, რომლებზეც აღების მომენტში აღნიშნავენ ჩრდილოეთის მიმართულებას, ხოლო სავალე ჟურნალში აფიქსირებენ ნიმუშის აღების წერტილის კოორდინატებს, ქანების დახრის კუთხესა და აზიმუტს.

თუ ნიმუში მყარი მასალაა, მაშინ მისგან შეიძლება დაიხერხოს კუბიკები ან ცილინდრები, ხოლო თუ ნიმუშები ფხვიერია — სპეციალურ ყალიბში წნეხენ კუბიკებად, შემდეგ ზედაპირებს ფარავენ თხევადი მინით ან პარაფინით და შეაწებებენ ქაღალდით. ნიმუშის შეგროვების, ტრანსპორტირების, მექანიკური დამუშავებისა და შენახვის წესები, მათი მაგნიტური პარამეტრებისა და მინერალოგიური შედგენილობის განსაზღვრის მეთოდები მოცემულია სპეციალურ სახელმძღვანელოებსა და ინსტრუქციებში.

თავი IX

ძიების მაგნიტური მეთოდით მიღებული მონაცემების ინტერპრეტაცია

მაგნიტოსაძიებო სამუშაოების ყველაზე მეტად საპასუხისმგებლო და ძნელი ეტაპია აგეგმვის მასალების ინტერპრეტაცია და მისი ახსნა.

მაგნიტური მონაცემების ანალიზის პირველი ეტაპია თვისებრივი ინტერპრეტაცია, რომელიც საშუალებას იძლევა დადგინდეს სხვადასხვა მაგნიტური თვისების მქონე ქანების მდებარეობა შესასწავლ ტერიტორიაზე. თვისებრივი ინტერპრეტაცია გარკვეულად გზას უხსნის რაოდენობრივ ინტერპრეტაციას, ანუ მაგნიტოძიების შებრუნებული ამოცანის ამოხსნას, რომლის მიზანია დაძიებული გეოლოგიური ობიექტების მახასიათებელი პარამეტრების რაოდენობრივი განსაზღვრა. განვმარტოთ მაგნიტური ველის ანომალიის ინტერპრეტაციის ორი ეტაპი.

§ 44. ძიების მაგნიტური მეთოდით მიღებული მონაცემების თვისებრივი ინტერპრეტაცია

დედამიწის მაგნიტური ველის მდგენელების ანომალიური მნიშვნელობების გრაფიკებისა და რუკების თვისებრივი ინტერპრეტაციის დროს მათ აღწერენ და შეადარებენ გეოლოგიურ რუკებთან და ჭრილებთან. შემდეგ კი ქანების მაგნიტური თვისებების გათვალისწინებით ამყარებენ ამა თუ იმ მაგნიტური ანომალიის კავშირს გეოლოგიურ წარმონაქმნებთან.

თვისებრივი ინტერპრეტაციის დროს მოსალოდნელია გამოვლინდეს დიდი რეგიონული ანომალიები, რომლებიც გამოწვეულია საკვლევი რაიონის სტრუქტურულ-ტექტონიკური აგებულებით, და ლოკალური ანომალიები, რომლებიც დაკავშირებულია მაგნიტურ მადნებთან და იმ ლოკალურ გეოლოგიურ ობიექტებთან, რომელთაც მომეტებული მაგნიტური თვისებები გააჩნიათ.

გრავიტაციული და მაგნიტური ანომალიების ინტერპრეტაციას მრავალი საერთო ნიშანი აქვს. ეს გამოწვეულია გრავიტაციული და მაგნიტური მასების ურთიერთქმედების ძირითადი კანონების მსგავსებით (ნიუტონისა და კულონის კანონები). დადგენილია გრავიტაციულ და მაგნიტურ პოტენციალებს შორის მათემატიკური კავშირი. გრავი-

ტაციული და მაგნიტური ანომალიებისათვის მსგავსებასთან ერთად დამახასიათებელია სხვაობები თავიანთ ბუნებასა და მორფოლოგიაში, რასაც თავისი ფიზიკური საფუძველი აქვს.

გრავიმეტრიულ ძიებაში ანომალიის შემქმნელი ობიექტები ერთი პოლარობისაა, ე. ი. ისინი ქმნის დადებით ან უარყოფით ანომალიებს. მაგნიტოძიებაში ანომალიის შემქმნელი ობიექტები კი ორი პოლარობისაა. ამიტომ ყოველ დამაგნიტებულ სხეულს შეუძლია გამოიწვიოს როგორც დადებითი, ასევე უარყოფითი ანომალია. სწორედ ამ მიზეზით ანომალიური მაგნიტური ველის სტრუქტურა უფრო რთულია, ვიდრე გრავიტაციულისა. ამასთანავე მაგნიტური ველის ანომალია გართულებულია დამაგნიტებულობის ვექტორის სხვადასხვა მიმართულებით, ქანების ინდუქციური და ნარჩენი დამაგნიტებულობით.

კავკასიის ტერიტორიაზე ქანების დამაგნიტებულობა ვერტიკალურთან ახლოსაა, ამიტომ T_a და Z_a გრაფიკები და რუკები პრაქტიკულად ერთმანეთს ემთხვევა. მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც დამაგნიტებულობის ვექტორის დახრა 50°-ზე ნაკლებია, T_a მაქსიმუმები Z_a ანომალიის ეპიცენტრიდან წანაცვლებულია სამხრეთით, ხოლო პროფილების ჩრდილოეთ ნაწილში ჩანს სუსტი უარყოფითი ანომალიები. ამიტომ, ძირითადად კავკასიის მთელ ტერიტორიაზე Z_a მასალების ინტერპრეტაციის მეთოდები მართებულია T_a მასალებისთვისაც.

Z_a რუკებისა და გრაფიკების თვისებრივი ინტერპრეტაციისას ჯამური ანომალიური ველი იშლება მდგენელებად. ეს მდგენელები გამოწვეულია სხვადასხვა ზომის დამაგნიტებული სხეულებით. ასეთი დაშლის ძირითადი მეთოდია სიხშირული შერჩევა (სელექცია), რომლის დროსაც მაგნიტურ ანომალიებს განაცალკევებენ მათი სიგანის მიხედვით. ამასთანავე დაიშვება, რომ რაც მეტია ანომალიის სიგანე, ე. ი. Z_a გრაფიკის პერიოდი, მით მეტია მისი გამომწვევი დამაგნიტებული სხეულის ზომები და ჩაწოლის სიღრმე.

სიხშირული სელექციის ძირითადი მეთოდია გასაშუალოება და გადათვლა ზედა და ქვედა ნახევარსივრცეში. ამ მეთოდების გამოყენებით მაგნიტური რუკები და გრაფიკები ტრანსფორმირდება დამხმარე რუკებად და გრაფიკებად იმავე წესით, როგორც გრავიტაციული რუკების დამუშავებისას.

დამხმარე რუკებსა და გრაფიკებზე თვალსაჩინო ხდება ის ანომალიები, რომლებიც გამოწვეულია სხვადასხვა ბუნების გეოლოგიური

ობიექტების მიერ, რომელთაც სხვადასხვა ჩაწოლის სიღრმეები და, განსაკუთრებით, ჰორიზონტალური ზომები ახასიათებს. რაც უფრო დიდია გასაშუალოების რადიუსი და გადათვლის სიმაღლე, მით უფრო მკვეთრად გამოისახება რეგიონული ანომალიები. რაც მეტია ქვემოთ გადათვლის სიღრმე — ანომალიურ სხეულამდე მიახლოება, მით უფრო მკაფიოდ გამოისახება მაგნიტური ველის ლოკალური თავისებურებანი. თუ ინტერპრეტაციისათვის არსებობს სხვადასხვა დონეზე გადათვლილი რუკები, შეიძლება შეფასდეს ველის სივრცითი განაწილება და ველის წყაროს ხასიათი.

გაზომვით მიღებული მასალის ტრანსფორმირებულ რუკებზე გამოვლინდება ანომალიები, რომლებიც შეესაბამება ერთსა და იმავე ობიექტებს, აღინიშნება სხვადასხვა წყებას შორის კონტაქტების მდებარეობა, მათში აისახება სხვადასხვა სტრუქტურის ან ჩანართის კონტურები, მათი ეპიცენტრები და სივრცითი მდებარეობა. Z_a იზომეტრიულ ანომალიებს, რომელთაც რუკებზე თითქმის ერთნაირი წრფივი ზომები აქვს, შეესაბამება იზომეტრიული გეოლოგიური ობიექტები, გაწელილ იზოდინამებს კი — წაგრძელებული ფორმის გეოლოგიური სტრუქტურები ან ასეთივე ცალკეული ფენები. თუ ვერტიკალურად დამაგნიტებული სხეულის ანომალიურ ველს ერთი ნიშანი აქვს, ეს ნიშნავს, რომ დამაგნიტებული ქანების მეორე პოლუსი ძალიან დიდ სიღრმეზეა განლაგებული. კერძოდ, სხეულის საგები 5—6-ჯერ მეტ სიღრმეზეა ჩაწოლილი, ვიდრე მისი სახურავი. თუ ანომალიური სხეულის ქვედა ნაწილის სიღრმე მცირედ განსხვავდება ზედა ნაწილის სიღრმისაგან, მაშინ ზედა პოლუსით გამოწვეული ინტენსიური ანომალიის ირგვლივ აღინიშნება ქვედა პოლუსით გამოწვეული შებრუნებული ნიშნის მცირე ინტენსივობის ანომალია. ქანები იძირება იმ მხარეს, რომელ მხარესაც სუსტი ანომალიების გავრცელების ფართობი მეტია.

იმ უბნებს, რომლებიც ხასიათდება დედამიწის მაგნიტური ველის ვერტიკალური მდგენელის დიდი ჰორიზონტალური გრადიენტებით, ხშირად შეესაბამება სხვადასხვა მაგნიტური თვისების მქონე წყებათა კონტაქტები.

ქანების დახრილი დამაგნიტებისას ველის სტრუქტურა რთულდება.

§ 45. ძიების მაგნიტური მეთოდის მონაცემების ოდენობითი ინტერპრეტაცია (ძიების მაგნიტური მეთოდის შებრუნებული ამოცანა)

მაგნიტოძიების მასალების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის ძირითადი მიზანია საძებნი გეოლოგიური ობიექტების სიღრმის, ზომების, ზუსტი ადგილმდებარეობისა და დამაგნიტებულობის ინტენსიურობის დადგენა. მაგნიტოძიების შებრუნებული ამოცანის გადაწყვეტა მათემატიკურად ცალსახა არ არის, რადგანაც მსგავსი ანომალიები შეიძლება შექმნას სხვადასხვა ფორმის, ზომისა და დამაგნიტების მქონე გეოლოგიურმა სხეულებმა. მაგნიტური ანომალიების ცალსახა ინტერპრეტაციისათვის და, კერძოდ, სხეულების ზომების შესაფასებლად აუცილებელია ვიცოდეთ მათი დამაგნიტებულობა (I), რომელიც განისაზღვრება ნიმუშების მაგნიტური შემთვისებლობის გაზომვით ($I = æT$), და დამატებითი გეოლოგიური ცნობები სხეულთა სავარაუდო ფორმების შესახებ.

მაგნიტოძიების მასალების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციისათვის, ისევე როგორც გრავიძიებაში, გამოიყენება პირდაპირი და არაპირდაპირი მეთოდები. პირდაპირ მეთოდებს შორის, რომლებიც გამოიყენება ცალკეული მარტივი ლოკალური ან რეგიონული ანომალიების დასამუშავებლად, ძირითადია ანალიზური (ანუ მახასიათებელი წერტილების) და პალეტური (ანუ შედარების) მეთოდები. პირდაპირ მეთოდებს მიეკუთვნება რთული ანომალიების დამუშავების მეთოდები, რომელთა საშუალებით პირდაპირი ამოცანების თანდათანობითი ამოხსნის გზით, შემაშფოთებელი სხეულების ფორმისა და სიღრმის შერჩევის გზით, აღწევენ გაზომვით მიღებულ ანომალიის დამთხვევას თეორიულად გამოთვლილ ანომალიასთან. ასეთი მეთოდები ფართოდ გამოიყენება მაგნიტოძიების მასალების ЭВМ-ით დამუშავებისას.

§ 46. ძიების მაგნიტური მეთოდის შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა მახასიათებელი წერტილების მეთოდით

მაგნიტოძიების შებრუნებული ამოცანის ამოხსნის ეს მეთოდი არსებითად დაიყვანება Z_a და T_a გრაფიკების მახასიათებელი წერტილების მიხედვით გეოლოგიური სხეულების ჩაწოლის სიღრმის განსაზღვრამდე, მათი დამაგნიტებულობისა და ზომების შეფასებამდე. საინტერპრეტაციო მრუდის ძირითადი მახასიათებელი წერტილებია ნახევარმაქსიმუმის წერტილები, მრუდის ნულზე გადასვლის წერტილი და მინიმუმისა და მაქსიმუმის წერტილები. ამ წერტილთა კოორდინატები შედარებით მარტივ კავშირშია ანომალიების გამომწვევ სხეულთა პარამეტრებთან: ჩაწოლის სიღრმესთან, ზომებთან და სხვ.

მახასიათებელი წერტილების მეთოდები დეტალურად იყო განხილული გრავიტაციული ანომალიების ინტერპრეტაციის მაგალითზე (§ 15). მაგნიტოძიებაში ამ მეთოდის გამოყენება უფრო გამარტივებულია, რადგანაც აგეგმვის მასალებით მიიღება როგორც მაგნიტური ველის ანომალია, აგრეთვე, მისი ნიშანიც, რაც საშუალებას იძლევა უფრო ზუსტად შეირჩეს იმ სხეულის გეომეტრიული მოდელი, რომლითაც ხდება შემაშფოთებელი გეოლოგიური ობიექტის აპროქსიმაცია.

მახასიათებელი წერტილების მეთოდით ინტერპრეტაციისას სამუშაოთა პირველ ეტაპზე რუკებიდან გამოიყოფა ცალკეული ანომალიები და მოხდება მათი შემქმნელი სხეულის შედარება მარტივი გეომეტრიული ფორმის სხეულებთან: ვერტიკალურ ცილინდრთან, სფეროსთან, ვერტიკალურ ფენასთან, ჰორიზონტალურ ცილინდრთან და საერთოდ ისეთ სხეულებთან, რომლებისთვისაც პირდაპირი ამოცანა ამოხსნილია.

თუ იზოდინამების რუკაზე მიღებულია ისეთი იზომეტრიული ანომალიები, რომელთა განივი ზომები განსხვავებულია 2—3-ჯერ, ისინი შეიძლება გამოწვეული იყოს ვერტიკალური ცილინდრული ფორმის (თუ ანომალია ერთი დადებითი ნიშნისაა) ან სფეროსმაგვარი (თუ ანომალიის ცენტრში გვაქვს ერთი ნიშანი, ხშირ შემთხვევაში დადებითი, ხოლო ირგვლივ სხვა ნიშნის წრიული იზოანომალიები) სხეულებით.

ვერტიკალური გავრცელების გეოლოგიური ობიექტები ღრმად ჩაწოლილი ქვედა საგებით შეიძლება იყოს რკინისშემცველი მადნები, კომბერლიტის მილი, შტოკისმაგვარი ინტრუზივები და სხვ.

სფეროსმაგვარი გეომეტრიული სხეულები შეიძლება იყოს ისეთი იზომეტრიული ობიექტები, როგორიცაა ბრახიანტიკლინური და ბრახისინკლინური სტრუქტურები, რომელთა ბირთვები მაღალი მაგნიტური თვისებების მქონე ქანებს შეიცავს, ხოლო ზოგიერთი — ინტრუზივებს და ლაკოლითებს, რკინისა და მანგანუმის მადნებს, ბოქსიტების საბადოებს და სხვ.

თუ იზოდინამების რუკაზე იზოხაზებში მოცემულია ელიფსის ფორმის წაგრძელებული ანომალიები, რომელთა დიდი ღერძი 3—4-

ჯერ მეტია პატარა ღერძზე, ასეთი ანომალიები შეიძლება შექმნას ფენისმაგვარმა (თუ ანომალია ერთი ნიშნით ხასიათდება) და ცილინდრულმა სხეულებმა (თუ ანომალიას ცენტრში ერთი ნიშანი აქვს, ხოლო ირგვლივ — მეორე ნიშანი). ერთი ნიშნის ანომალია შეიძლება წარმოქმნას ვერტიკალურად ჩაწოლილმა ფენამ, ფენისმაგვარმა ინტრუზივებმა, რღვევის ზონებმა, მეტამორფული ან დანალექი ქანების ფენებმა, სასარგებლო წიაღისეულის ფენისმაგვარმა საბადოებმა.

ერთი ნიშნის წაგრძელებული ანომალიები, რომლებიც ირგვლივ მეორე ნიშნით არის შემოსაზღვრული, შეიძლება ისეთმა ცილინდრისმაგვარმა გეოლოგიურმა ობიექტებმა შექმნას, რომელთა სიგრძე გაცილებით მეტია ანომალიების სიგანეზე და ამასთანავე შემოსაზღვრულია სიღრმეში. ასეთი ობიექტებია სინკლინური და ანტიკლინური სტრუქტურები, ლინზისმაგვარი და თითისტარისმაგვარი მადნური სხეულები და სხვ.

იზოდინამების რუკებზე ხშირად აღინიშნება წაგრძელებული ანომალიები ერთი მხრიდან ერთი ნიშნით, ხოლო მეორე მხრიდან — საწინააღმდეგო ნიშნით (მკვეთრი გრადიენტების ზონა). ასეთი ანომალიები დაკავშირებულია ორი ფენის თითქმის ვერტიკალურ კონტაქტებთან ან ნასხლეტებთან.

მაგნიტოძიების პრაქტიკამ გვიჩვენა, რომ ყველა ცალკეული მაგნიტური ანომალია მიახლოების ამა თუ იმ სიზუსტით შეიძლება მიეკუთვნოს ზემოთ აღწერილი ანომალიების ტიპებს.

რაოდენობრივი ინტერპრეტაციისათვის გამოყოფილი ანომალიის ცენტრზე, იზოხაზების მიმართების მართობულად გატარებულ პროფილზე, აგებენ Z_a გრაფიკს. სხეულის ცენტრი, როგორც წესი, მდებარეობს მთავარი ექსტრემუმის ($Z_{a\,max}$) ქვემოთ, გამონაკლისია მხოლოდ შვერილი, რომელიც მდებარეობს $Z_{a\,min}$ და $Z_{a\,max}$ შორის. სხეულის ეპიცენტრის აბსცისას იღებენ კოორდინატთა სათავედ, ხოლო მის მარჯვნივ და მარცხნივ — შემდეგი მახასიათებელი წერტილების აბსცისებს:

1. ერთი ნიშნის ანომალიისათვის—$x_{1/2}$, რომლებშიც $Z_a=\frac{1}{2}Z_{a\,max}$;

2. ორნიშნიანი ანომალიისათვის — x_0, რომელშიც $Z_a=0$ შემდეგ სპეციალური IX.1 ცხრილით, რომელიც მიღებულია მეშვიდე თავში მოცემული ფორმულებიდან, შეიძლება განვსაზღვროთ ზედნაწოლის ჩაწოლის სიღრმე.

ცხრილი IX.1

ანომალიის ფორმა და ნიშანი		გეომეტრიული მოდელი	Z_a-ს გამოსათვლელი ფორმულა	ჩაწოლის სიღრმე h ან H	ზომები
იზომეტრიული ანომალია	ერთი ნიშანი	ვერტიკალური ღერო	$\frac{IS}{(x^2+h^2)^{3/2}}$	$1{,}3\,x_{1/2}$	$S=\frac{Z_{a\,max}\,h^2}{I}$
	ორი ნიშანი	სფერო	$\frac{IV\,(2H^2-x^2)}{(x^2+H^2)^{5/2}}$	$0{,}7\,x_0$	$V=\frac{Z_{a\,max}\,H^2}{I}$
გაწელილი ანომალია	ერთი ნიშანი	ვერტიკალური თხელი ფენა	$\frac{2\,IIh}{x^2+h^2}$	$x_{1/2}$	$l=\frac{Z_{a\,max}\,h^2}{I}$
	ორი ნიშანი	ჰორიზონტალური ცილინდრი	$\frac{2\,IIH}{x^2+H^2}$	$x_{1/2}$	$l=\frac{Z_{a\,max}\,H^2}{I}$

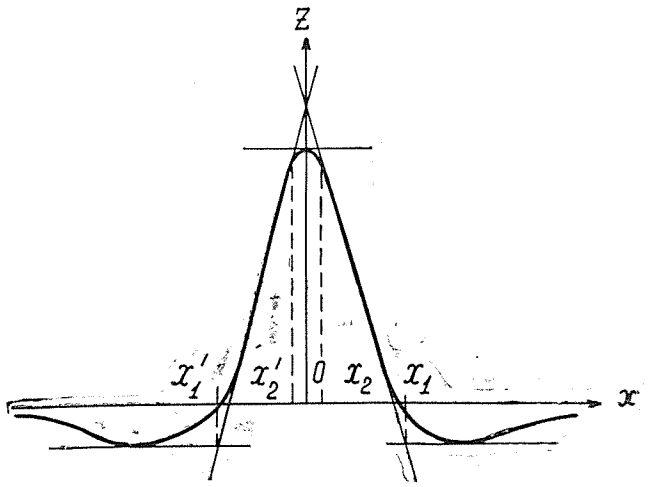
იმ დამაგნიტებული სხეულების ქვედა ნაწილის ჩაწოლის სიღრმე, რომლებიც შემოსაზღვრულია სიღრმესა ($h_H<10h$) და სიგანეშიც ($i<10h$), შეიძლება შეფასდეს ვერტიკალური ფენის ფორმულით $h_H=2\,x_{min}-0{,}9\,l-1{,}8\,h$, სადაც x_{min} იმ წერტილების აბსცისაა, რომლისთვისაც Z_a მინიმალურია, l— ფენის სიგრძეა, h— ფენის სახურავი გვერდის ჩაწოლის სიღრმე. მახასიათებელი წერტილების მეთოდებით სიღრმეების განსაზღვრის საშუალო ფარდობითი ცდომილება შეიძლება იყოს 10—30%.

§ 47. მხების მეთოდი

მაგნიტური ანომალიების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის ერთერთი მარტივი გრაფიკული მეთოდია მხების მეთოდი. ამ მეთოდის საშუალებით მარტივად და სწრაფად შესაძლებელია მაგნიტური ანომალიების გამომწვევი სხეულების ჩაწოლის სიღრმეების განსაზღვრა.

მხების მეთოდით სხეულის ჩაწოლის სიღრმეს შემდეგნაირად საზღვრავენ. საინტერპრეტაციო მრუდის მაქსიმუმისა და მინიმუმის წერტილებზე და გადაღუნვის წერტილებში ატარებენ x ღერძის პარალელურ და მრუდის გვერდების მხებს (ნახ. 59). ამის შემდეგ პოულობენ ამ მხების გადაკვეთის წერტილების x_1, x_2, x'_1 და x'_2 აბსცისებს,

ხოლო მოცემული ანომალიის გამომწვევი გეოლოგიური სხეულის სახურავი გვერდის ჩაწოლის მიახლოებით სიღრმეს ანგარიშობენ შემდეგი ფორმულით:



ნახ. 59. მაგნიტური ანომალიის გამომწვევი სხეულის ჩაწოლის სიღრმის განსაზღვრა მხების მეთოდით

$$h = \frac{x_1 - x_2}{2}; \qquad h' = \frac{x_1' - x_2'}{2}. \tag{IX.1}$$

ამ გზით გამოთვლილი საძიებო სხეულის ჩაწოლის სიღრმის უფრო ალბათური მნიშვნელობის მისაღებად განიხილავენ საშუალო არითმეტიკულს.

$$h_{\text{საშ}} = \frac{h + h'}{2}. \tag{IX.2}$$

ამ მეთოდის ასეთი სახით გამოყენება საკმარისი სიზუსტით შეიძლება მხოლოდ მარტივი ანომალიებისათვის. რთული ანომალიების

შემთხვევაში ჩაწოლის h სიღრმის ასეთი გამოთვლის ცდომილება მეტად დიდი აღმოჩნდა. შემდგომში ეს მეთოდი არსებითად დაზუსტდა. ამჟამად, შესაბამისი მანქანური გამოთვლებისა და წინასწარ შედგენილი ცხრილების საშუალებით, შეიძლება საკმარისად კარგი სიზუსტით გამოვთვალოთ სხვადასხვა ფორმის სხეულების ჩაწოლის სიღრმე, ხოლო მიახლოებით — მათი სიმძლავრე და დამაგნიტებულობა.

§ 48. ძიების მაგნიტური მეთოდის მონაცემების ოდენობითი ინტერპრეტაციის ზოგიერთი სხვა მეთოდი

აქ მოკლედ არის მოცემული მაგნიტური ანომალიების ოდენობითი ინტერპრეტაციის ზოგიერთი მეთოდი.

თეორიულ მრუდებთან შედარების მეთოდი

ამ მეთოდით მაგნიტოძიების ამოცანის ამოხსნისათვის სარგებლობენ წინასწარ სხვადასხვა ფორმის მარტივი სხეულებისათვის თეორიულად გამოთვლილი მრუდებით და მათი საშუალებით იზომეტრიული სხეულებისათვის აგებული შესაბამისი პალეტებით. მაგნიტური ელემენტების (Z_a, H_a) ექსპერიმენტულად მიღებული მრუდები გადაყავთ ლოგარითმულ მასშტაბში და ადარებენ თეორიულ მრუდებს.

შერჩევის მეთოდი

ამ მეთოდის ძირითადი არსი შემდეგში მდგომარეობს: შეირჩევა საძიებო სხეულის მოდელი, რომლის მიერ გამოწვეული ანომალია უნდა ემთხვეოდეს რეგისტრირებულს. საძებნი სხეულის მოდელის პარამეტრებს განსაზღვრავენ შემდეგნაირად: იზოდინამების რუკაზე გაწელილი ანომალიის მართობულად დაიტანენ პროფილს და აგებენ მრუდს. ამ მრუდის ქვემოთ ხაზავენ სავარაუდო ჭრილს და პალეტების საშუალებით ამოხსნიან პირდაპირ ამოცანას. თუ გამოთვლილი მრუდი არ დაემთხვა გაზომვით მიღებულს, მაშინ შესაბამისად შეასწორებენ ჭრილს. ეს ოპერაცია მეორდება მრუდების თანხვედრამდე. მეთოდი გამოიყენება ბრტყელი, ე. ი. ორგანზომილებიანი ამოცანების გადასაწყვეტად იმ შემთხვევისათვის, როდესაც ცნობილია დამაგნიტებულობა.

ინტეგრალური ანუ პირდაპირი მეთოდი

ეს მეთოდი დამყარებულია იმ ფართობების ანალიზზე, რომლებიც შემოსაზღვრულია გაზომვით მიღებული მრუდებითა და ox ღერძით. მეთოდი საშუალებას იძლევა განისაზღვროს სამგანზომილებიანი სხეულების მაგნიტური მომენტები და სიმძიმის ცენტრის კოორდინატები, ხოლო ორგანზომილებიანი სხეულებისათვის — მისი სიგრძის ერთეულის მაგნიტური მომენტი და განივი ჭრილის სიმძიმის ცენტრის კოორდინატები.

შემფასებელი მეთოდები

მაგნიტოძიების თეორიაში დამუშავებულია, აგრეთვე, მთელი რიგი მეთოდები, რომელთა საშუალებითაც ფასდება საძებნი სხეულის პარამეტრები საველე მასალების გამოყენებით. ამ მეთოდებს შორის აღსანიშნავია ვერტიკალურად დამაგნიტებული ნებისმიერი ფორმის სხეულის სახურავი გვერდის ჩაწოლის მაქსიმალური სიღრმის შესაფასებელი ფორმულები:

$$h < \frac{Z_{a\,\max}}{\left(\frac{dZ_a}{dh}\right)_{\max}}; \qquad (IX.3)$$

$$h < \frac{2{,}6\,l}{\left(\frac{dZ_a}{dx}\right)_{\max}}.$$

მაგნიტოძიების მასალების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის ზემოთ აღწერილი მეთოდები დეტალურადაა განხილული მაგნიტური ძიების სპეციალურ კურსებში (იხ. ლიტერატურის სია).

თავი X

ძიების მაგნიტური მეთოდების გამოყენება

მაგნიტოძიების მონაცემების თვისებრივი და რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის შედეგები გამოიყენება სხვადასხვა სახის გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად.

მაგნიტოძიებით, გრავიძიებითა და ძიების სხვა გეოფიზიკური მეთოდებით მიღებული მასალების კომპლექსური ანალიზი გეოლოგიური მონაცემების გამოყენებით იძლევა საიმედო და ზუსტ შედეგებს სხვადასხვა სახის გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად.

დედამიწის მაგნიტური ველის სხვადასხვა მასშტაბის აგეგმვის მასალები გამოიყენება დედამიწის ქერქის აგებულების შესასწავლად, სტრუქტურული რეგიონული გეოლოგიისა და აგეგმვის ამოცანების გადასაწყვეტად, რკინის საბადოების ძებნა-ძიებისათვის, ნავთობისა და გაზის, მადნებისა და არამადნეული წიაღისეულის ძებნისათვის, ქანების გეოლოგიურ-პეტროგრაფიულ თავისებურებათა, ნაპრალიანობისა და დაკარსტულობის შესასწავლად.

§ 49. დედამიწის მაგნიტური აგეგმვა

დედამიწის სიღრმული გეოლოგიური აგებულების შესასწავლად ატარებენ საერთო აეромაგნიტურ აგეგმვას 1:1000000, 1:500000 და 1:200000 მასშტაბებში. მიღებული მასალებით აგებენ მაგნიტური ველის ანომალიათა რუკებს დიდი რეგიონებისა და მთელი პლანეტისათვის.

ეს რუკები გამოიყენება ბაქნების, გეოსინკლინური რეგიონებისა და ლითოსფეროს ბლოკების საზღვრების დასადგენად, სიღრმული რღვევების აღმოსაჩენად და რეგიონული გეოლოგიის სხვა საკითხების გადასაწყვეტად.

საშუალო მასშტაბის აეромაგნიტური აგეგმვის მასალები გრავიმეტრიული და სეისმური ძიების მასალებთან ერთად გამოიყენება ტექტონიკური დარაიონებისათვის, ე. ი. დედამიწის ქერქის დიდი სტრუქტურული ელემენტების კონტურების დასადგენად, რასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს სასარგებლო წიაღისეულის ძიების საწყის ეტაპზე პერსპექტიული უბნების გამოსავლენად. ასეთი აგეგმვით მიღებული ანომალიური მაგნიტური ველის რუკებზე მკაფიოდ ჩანს რღვევათა ზონები, ამოწეული და ჩაძირული ბლოკები. ანომალიათა ანალიზის საფუძველზე შესაძლებელია დადგინდეს ბლოკების ვერტიკალურ და ჰორიზონტალურ წანაცვლებათა ამპლიტუდები. ადვილად გამოიყოს იმ კონტაქტთა ზონები, რომლებიც გამდიდრებულია ფეромაგნიტური მინერალებით. შესაძლებელია გამოითვალოს დამაგნიტებულ სხეულთა სიღრმეები, სიმძლავრეები და გავრცელების ზონები.

მაგნიტური აგეგმვის მასალების საიმედოობა დამოკიდებულია აგეგმვის მასშტაბზე, ველის გაზომვის სიზუსტესა და პროფილების ტოპოგრაფიულ მიბმაზე. აერომაგნიტური გაზომვების სიზუსტის ამაღლების გამო ამჟამად 1:200000 და 1:100000 მასშტაბის აგეგმვები ტარდება მხოლოდ თვითმფრინავებითა და ვერტმფრენებით. უფრო მსხვილი მასშტაბის აგეგმვები (1:50000—1:25000), რომლებიც ახლო წარსულში მხოლოდ ქვეითად ტარდებოდა, ამჟამად თითქმის მთლიანად შეიცვალა აერომაგნიტური აგეგმვით. ქვეითად აგეგმვა მიმდინარეობს მხოლოდ მცირე ფართობის პერსპექტიულ უბნებზე მსხვილი მასშტაბით.

საშუალო და მსხვილი მასშტაბის მაგნიტური აგეგმვის მასალები შეიძლება გამოყენებულ იქნეს დანალექი ქანებით დაფარული რაიონების გეოლოგიური აგეგმვის ამოცანების გადასაწყვეტად. ასეთი რაიონების მაგნიტურ რუკებზე მკაფიოდ გამოვლინდება დანალექი, მეტამორფული და მაგმური ქანების კონტაქტების საზღვრები, ისეთი სიღრმული რღვევები, რომლებთანაც დაკავშირებულია მაგნიტური ქანების სიღრმიდან ამოსვლა, ინტრუზიულ და ეფუზიური კომპლექსების ადგილმდებარეობა. ამ რაიონებში მიღებული მაგნიტოძიების მასალები გამოიყენება შემდგომი გეოფიზიკური და გეოლოგიური საძიებო სამუშაოების რაციონალურად დაგეგმვისათვის.

რადგანაც ანომალიური მაგნიტური ველი შეიძლება გამოწვეული იყოს არა მარტო სტრუქტურულ-ტექტონიკური აგებულებით, არამედ ქანების ლითოლოგიით, მათი თანამედროვე და ნარჩენი დამაგნიტებულობით, ამიტომ შესაძლებელია ერთნაირი სტრუქტურული ელემენტები მაგნიტურ რუკებზე სხვადასხვანაირად აისახოს. ანომალიათა ინტერპრეტაციის ეს არაცალსახობა შეიძლება გამოირიცხოს შესასწავლი რეგიონის მაგნიტური ანომალიების დეტალური შედარებით ტექტონიკურ და საერთო გეოლოგიურ სიტუაციასთან.

თეორიული გეოლოგიის ზოგიერთი საკითხის შესასწავლად გამოყენება პალეომაგნიტური კვლევები, რომელიც დამყარებულია ქანების ნარჩენი დამაგნიტებულობის შესწავლაზე. პალეომაგნიტურ კვლევებს ატარებენ საშუალო და მსხვილი მასშტაბის მაგნიტურ აგეგმვასთან და სასარგებლო წიაღისეულის საბადოების ძიების სამუშაოებთან ერთად. პალეომაგნიტური კვლევების ჩასატარებლად ქანების ძირითადი გამოსავლებიდან იღებენ ორიენტირებულ ნიმუშებს. პალეონტოლოგიური ან სხვა მეთოდებით ადგენენ ნიმუშების ასაკს. ლაბორატორიაში ზომავენ ნარჩენ დამაგნიტებულობას და საზღვრავენ გეომაგნიტური ველის

დაძაბულობის ვექტორის მდებარეობას ქანის წარმოქმნის პერიოდისათვის. პალეომაგნიტური კვლევები იძლევა დამატებით მასალებს დედამიწის აგებულებისა და მისი გეოლოგიური განვითარების ისტორიის შესახებ.

§ 50. რკინის შემცველი საბადოების შესწავლა ძიების მაგნიტური მეთოდით

მაგნიტოძიების მეთოდები კარგ შედეგებს იძლევა რკინის შემცველი მადნების საბადოების ძებნა-ძიების ამოცანების გადასაწყვეტად. ასეთი საბადოების მადნები გამოირჩევა მაღალი დამაგნიტებულობით და მცირე სიღრმეზე ჩაწოლის შემთხვევაში ქმნის ინტენსიურ მაგნიტურ ანომალიებს. მაგნიტოძიება, როგორც გეოლოგიური ობიექტების ძიების ერთ-ერთი დარგი, სწორედ ასეთი საბადოების შესასწავლად შეიქმნა.

რკინის შემცველი მადნების საბადოების ძებნა-ძიების სამუშაოები იწყება 1:200000 ან 1:100000 მასშტაბის აერომაგნიტური აგეგმვით. ამ აგეგმვის შედეგად აღმოჩენილი ინტენსიური ანომალიების დეტალიზაცია ტარდება ჯერ უფრო მსხვილი მასშტაბის აერომაგნიტური აგეგმვით, შემდეგ კი 1:10000 მასშტაბის ქვეითად აგეგმვით. რკინის შემცველ საბადოებში მადანი შეიძლება მდიდარი ან ღარიბი იყოს თავისი შედგენილობით, მაგრამ მათ მიერ გამოწვეული ანომალია — ერთნაირად ინტენსიური. ამიტომ მდიდარი ქანების დეტალური ძებნისას მაგნიტოძიებასთან ერთად კომპლექსში იყენებენ გრავიძიებასა და სეისმოძიებას. ღრმად ჩაწოლილი საბადოების ძიებისას, მათი ცალსახა გამოყოფა მხოლოდ მაგნიტოძიებით თითქმის შეუძლებელია. ამ შემთხვევაშიც ძიების ამოცანების გადასაწყვეტად იყენებენ სხვა გეოფიზიკურ მეთოდებსაც, მათ შორის კი, პირველ რიგში, გრავიძიებას.

მსოფლიოს თითქმის ყველა გეოლოგიურად საინტერესო რაიონში, რომლებიც პერსპექტიულია რკინის შემცველი მადნების ძებნა-ძიებისათვის, ჩატარებულია 1:200000 ან 1:100000 მასშტაბების აერომაგნიტური აგეგმვა. ბოლო წლებში ამ რაიონებში ტარდება დეტალური მაგნიტური ძიების სამუშაოები სხვა გეოფიზიკურ მეთოდებთან კომპლექსში მდიდარი საბადოების აღმოსაჩენად და ამ საბადოებში რკინის მარაგის დასადგენად.

§ 51. ნავთობის, გაზის, მადნეული და არამადნეული წიაღისეულის საბადოთა მაგნიტოძიება

მაგნიტოძიება გამოიყენება ისეთი სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიების საქმეში, როგორიცაა, ნავთობი, გაზი, პოლიმეტალური, სულფიდური, სპილენძ-ნიკელისა და მანგანუმის მადნები, ალმაზი და ბოქსიტები, ოქროს, პლატინის, ვოლფრამის, მოლიბდენის ქვიშრული საბადოები და სხვ.

აღნიშნული წიაღისეულის ძებნა-ძიება შესაძლებელია იმიტომ, რომ ეს მადნები მინარევების სახით ხშირად შეიცავს ფერომაგნიტურ მინერალებს, ხოლო ზოგიერთი მათგანის გარემომცველ ქანებს ახასიათებს განსხვავებული მაგნიტური შემთვისებლობა. ამასთანავე მაგნიტური აგებულების მასალებით შეიძლება დადგინდეს მადანმაკონტროლებელი და მადანშემცველი სტრუქტურები. მაგნიტური ძიების ეფექტურობა ამ მადნების ძიებისას დამოკიდებულია არა მარტო მათ მაგნიტურ პარამეტრებზე, არამედ მათი გავრცელების არეში გარემომცველი გარემოს ქანების ფიზიკურ თვისებებზე. თუ გარემომცველ გარემოს სივრცეში ცვლადი და მომეტებული მაგნიტური თვისებები ახასიათებს, მაშინ მაგნიტური ძიების ეფექტურობა მკვეთრად მცირდება, ხოლო ზოგჯერ მომეტებული მაგნიტური თვისების მქონე ერთგვაროვან გარემოში ველის უარყოფითი ანომალია გვიჩვენებს სასარგებლო წიაღისეულის ადგილმდებარეობას.

რა თქმა უნდა, აღნიშნული სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა ხდება კომპლექსურად სხვა გეოფიზიკური მეთოდების მასალების გამოყენებით. ნავთობისა და გაზის შემცველი სტრუქტურების ძიებისას მაგნიტოძიება გამოიყენება სეისმოძიებასა და გრავიძიებასთან ერთად. პოლიმეტალური სულფიდური მადნების ძიებისას მაგნიტოძიება გამოიყენება ელექტროძიების სხვადასხვა მეთოდთან ერთად კომპლექსში, ბოქსიტების ძიებისას — სეისმოძიებისა და ელექტროძიების მეთოდებთან ერთად, ხოლო ვოლფრამისა და მოლიბდენის ძიებისას — გეოქიმიურ მეთოდებთან ერთად.

მესამე ნაწილი

ძიების ელექტრული მეთოდი

ზოგადი ცნობები

ძიების ელექტრული მეთოდი (ელექტროძიება) საძიებო გეოფიზიკის ერთ-ერთი ძირითადი დარგია, რომელიც ემყარება ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველების განაწილების შესწავლას. ეს ველები მიწის წიაღში და მის ზედაპირზე არსებობს დედამიწაში და კოსმოსში მიმდინარე ფიზიკურ-ქიმიური პროცესების შედეგად ან იქმნება ხელოვნურად.

დროში ცვალებადობის მიხედვით ეს ველები შეიძლება იყოს მუდმივი ან ცვლადი. ორივე სახის ველი შეიძლება არსებობდეს დიდი ხნის ან გარკვეული დროის განმავლობაში. ამ თვისებების მიხედვით მათ უწოდებენ დამყარებულ და დაუმყარებელ ველებს.

დედამიწაში არსებული ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველები შეისწავლება ელექტრული და მაგნიტური ველების დაძაბულობის ამპლიტუდური მნიშვნელობებისა და მათი ფიზიკური წანაცვლებების შესწავლის საფუძველზე.

დედამიწის ქერქსა და ზედა მანტიაში გავრცელებული ქანები და მადნები ხასიათდება განსხვავებული ელექტრული და ელექტრომაგნიტური თვისებებით. ამისდა მიხედვით სხვადასხვა გეოლოგიურ გარემოში რეგისტრირებული ველები, დამოუკიდებლად მათი წარმოშობის წყაროს ინტენსიურობისა, ერთმანეთისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდება. ეს ქმნის ფიზიკურ საფუძველს იმისათვის, რომ ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველების სივრცეში განაწილების მიხედვით შესწავლილ იქნეს დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის გეოლოგიური აგებულების სურათი. ველის ხასიათის მიხედვით საქმე გვაქვს ნორმალურ ან ანომალიურ ველებთან. ელექტროძიებაში ნორმალურად ითვლება ველი, რომელიც ახასიათებს ერთგვაროვან ელექტრომაგნი-

ტური თვისებების მქონე გეოლოგიურ გარემოს. ნორმალურისაგან განსხვავებული ველი ანომალიურია და მიუთითებს, რომ საკვლევი გეოლოგიური ობიექტი ელექტრომაგნიტური თვისებების მიხედვით არაერთგვაროვანია.

ელექტროძიების ძირითადი ამოცანაა გეოელექტრული ჭრილის შედგენა, რაც ნიშნავს ელექტრომაგნიტური თვისებებით განსხვავებული ფენების გამოყოფას და მათი სიმძლავრეების დადგენას. სასურველია გეოელექტრული ჭრილის გეოლოგიურ ჭრილში გადაყვანა. ამისათვის საჭიროა საკვლევი რაიონის გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური მონაცემების, ე. წ. პარამეტრული გაზომვების მასალებისა და ელექტრომეტრული ანომალიების ერთობლივი რაოდენობითი ანალიზი, რასაც ელექტრომეტრული ანომალიების გეოლოგიური ინტერპრეტაცია ეწოდება.

მუდმივი ელექტრული ველის მეთოდებით ძიების ჩაწვდომის სიღრმე იზრდება ველის წყაროს ინტენსიურობის გაზრდით, აგრეთვე, მანძილის გაზრდით ველის წყაროსა და იმ წერტილს შორის, სადაც ამ წყაროს მიერ შექმნილი ველი იზომება. ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველის მეთოდებით ძიების სიღრმე დამოკიდებულია ველის სიხშირეზე, რომელიც დამყარებულია სკინ-ეფექტის პრინციპზე. ელექტრომაძიებაში ეს იმას ნიშნავს, რომ რაც მეტია ველის სიხშირე და ნაკლებია დამყარების დრო, მით ნაკლებია ძიების სიღრმე. ამგვარად, სიხშირის შემცირებით და დამყარების დროის გაზრდით ძიების ჩაწვდომის სიღრმე იზრდება.

პროფილების გასწვრივ გაზომილი ველის მიხედვით აიგება გეოელექტრული ჭრილი (ელექტროძიების შებრუნებული ამოცანა).

თავი XI

ელექტრომაგნიტური ველების თეორიული საფუძვლები

§ 52. ელექტრომაგნიტური ველების ძირითადი განტოლებები

ელექტროძიების თეორია ემყარება არაერთგვაროვან გამტარ გარემოში ხელოვნურად და ბუნებრივად აღძრული ელექტრომაგნიტური ველების გავრცელების კანონებს. ამ კანონების მათემატიკური გამოსახულება მოცემულია მაქსველის განტოლებებით

$$\operatorname{rot}\vec{H}+\vec{j}=\partial\vec{D}/\partial t=\vec{C}; \qquad \text{(XI.1)}$$

$$\operatorname{rot}\vec{E}=-\partial\vec{B}/\partial t; \qquad \text{(XI.2)}$$

$$\operatorname{div}\vec{B}=0; \qquad \text{(XI.3)}$$

$$\operatorname{div}\vec{D}=q, \qquad \text{(XI.4)}$$

სადაც $\vec{H}$ და $\vec{B}$ არის მაგნიტური ველის ვექტორები; $\vec{E}$ და $\vec{D}$ — ელექტრული ველის ვექტორები; q — ელექტრული მუხტების სიმკვრივე; j — გამტარობის დენების სიმკვრივე; $\vec{C}$ — სრული დენის სიმკვრივე.

მაქსველის პირველი განტოლებიდან (XI.1) გამომდინარე, ნებისმიერ ჩაკეტილ კონტურში მაგნიტური ველის $\vec{H}$ ცირკულაცია ამ კონტურის გამჭოლი სრული $\vec{C}$ დენის ტოლია.

მაქსველის მეორე განტოლებიდან (XI.2) გამოდის, რომ ჩაკეტილ გამტარ კონტურში აღძრული ელექტრომამოძრავებელი ძალა (ემძ) ტოლია (საწინააღმდეგო ნიშნით) ამ კონტურის გამჭოლი მაგნიტური ნაკადის სიჩქარის ცვლილებისა, ე. ი.

$$\text{ემძ}=-\partial\Phi/\partial t.$$

მაქსველის მესამე განტოლება (XI.3) გვიჩვენებს, რომ ბუნებაში არ არსებობს მაგნიტური ველის წყაროები — მაგნიტური მუხტები. მაგნიტური $\vec{B}$ ველი არის გრიგალური ველი, რომელიც აღიგზნება გრიგალური ელექტრული დენებით.

მაქსველის პირველი (XI.1) და მეორე (XI.2) განტოლებებიდან გამომდინარე, გამტარობისა და წანაცვლების დენები ქმნის გრიგალურ მაგნიტურ ველს, ხოლო მაგნიტური ველის დროში ცვალებადობა გრიგალური ელექტრული ველის შექმნის მიზეზია.

მაქსველის მეოთხე განტოლება (XI.4) გვიჩვენებს, რომ ელექტრული მუხტები ელექტრული ველის წყაროებია. ეს განტოლება კულონის კანონის მათემატიკური ფორმულირებაა, რომლის თანახმადაც წერტილოვანი წყაროს მიერ შექმნილი ველი ε დიელექტრიკული შეღწევადობის მქონე ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში პირდაპირპროპორციულია ამ მუხტების სიდიდისა და უკუპროპორციული მათ შორის მანძილის კვადრატისა.

ელექტრული დენისა და ელექტრული მუხტის სიმკვრივე ერთმანეთთან დაკავშირებულია უწყვეტობის განტოლებით

$$\operatorname{div}\vec{j}=-\partial q/\partial t, \tag{XI.5}$$

რომელიც გამომდინარეობს მაქსველის პირველი (XI. 1) და მეოთხე (XI. 4) განტოლებებიდან. მისი ფიზიკური არსის გასაგებად ამ განტოლების გაინტეგრალებით S ზედაპირით შემოსაზღვრულ D მოცულობაზე, ოსტროგრადსკი-გაუსის თეორემის გამოყენებით, გამოითვლება დენის სიმკვრივის ვექტორის სკალარული ნაკადი, ე. ი. ელექტრული დენის ძალა

$$I=-\partial Q/\partial t. \tag{XI.6}$$

ფორმულა გვიჩვენებს, რომ ელექტრული მუხტები არც წარმოიშობა და არც ქრება. ეს არის ელექტრული მუხტების შენახვის კანონი, რომლის თანახმადაც ჩაკეტილი ზედაპირიდან გამოსული დენი ამ ზედაპირის შიგნით ამცირებს მუხტების რაოდენობას, რომელიც გამოსული დენის სიდიდის პროპორციულია.

ელექტრული და მაგნიტური ველის ვექტორები ერთმანეთთან დაკავშირებულია შემდეგნაირად:

$$\vec{D}=\varepsilon\vec{E};\quad \vec{B}=\mu\vec{H}, \tag{XI.7}$$

სადაც ε და μ შესაბამისად არის გარემოს დიელექტრიკული და მაგნიტური შეღწევადობები.

ექსპერიმენტულად დადგენილია, რომ გამტარობის დენის სიმკვრივე ჭანებში ელექტრული ველის $\vec{E}$ დაძაბულობის პროპორციულია

$$\vec{j}=\gamma\vec{E}, \tag{XI.8}$$

სადაც γ არის ხვედრითი ელექტრული გამტარობა, რომლის შებრუნებული სიდიდეა ხვედრითი ელექტრული ρ წინაღობა.

(XI. 8) ფორმულა წარმოადგენს ომის კანონს, ჩაწერილს დიფერენციალური სახით. ომის კანონი ზოგადი სახით ჩაიწერება შემდეგნაირად:

$$U=IR, \tag{XI.9}$$

სადაც U არის ძაბვის ვარდნა გამტარის ბოლოებზე, I — დენის ძალა R — გამტარის წინაღობა.

მაქსველის განტოლებები მართებულია იმ შემთხვევაში, როცა გარემოს ელექტრომაგნიტური ε, μ, ϱ პარამეტრები შედარებით მდოვრედ იცვლება. ორი ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებული ფიზიკური პარამეტრის მქონე გარემოს საზღვარზე მაქსველის განტოლებებს უნდა დაემატოს შესაბამისი სასაზღვრო პირობები..

§ 53. ელექტრომაგნიტური ველების ძირითადი მოდელები, ელექტროსტატიკური პოტენციალი

ელექტრომაგნიტური ველის თეორია დამყარებულია გარკვეულ კანონებზე. ეს კანონები მიღებულია ელექტრომაგნიტური ველის ცალკეული მოდელის მიხედვით. ძიების ელექტრული მეთოდების შემუშავებისას ფართოდ იყენებენ ელექტრომაგნიტური ველების გამარტივებულ მოდელებს. ამათგან ძირითადია ტალღური, კვაზისტაციონარული და სტაციონარული მოდელები.

სტაციონარულ ელექტრომაგნიტურ ველს უწოდებენ ისეთ ველს, რომელიც არაა დამოკიდებული დროზე. ასეთ შემთხვევაში მაქსველის განტოლებები მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$\operatorname{rot}\vec{H}=\vec{j};\quad \operatorname{rot}\vec{E}=0;$$

$$\operatorname{div}\vec{B}=0;\quad \operatorname{div}\vec{D}=q; \tag{XI.10}$$

$$\vec{D}=\varepsilon\vec{E};\quad \vec{j}=\gamma\vec{E};\quad \vec{B}=\mu\vec{H}.$$

სტაციონარული ელექტრული და მაგნიტური ველები ერთგვაროვან გარემოში, გარეშე დენების არარსებობისას, აკმაყოფილებს ლაპლასის განტოლებებს.

როგორც (XI. 10) განტოლებებიდან ჩანს, ელექტრომაგნიტური ველის სტაციონარობის შემთხვევაში მაგნიტური ველი გავლენას აღარ ახდენს ელექტრულ ველზე, ხოლო ელექტრული ველი გამტარ გარემოში წარმოშობს დენს, რომელიც აღაგზნებს მაგნიტურ ველს. იმ შემთხვევაში, როცა გარემოს გამტარობა ნულის ტოლია, მაქსველის განტოლებები იყოფა ორ ერთმანეთისაგან სავსებით დამოუკიდებელ ჯგუფად — ელექტროსტატიკისა და მაგნიტოსტატიკის განტოლებებად.

ელექტროსტატიკაში შეისწავლება უძრავი ელექტრული მუხტებით შექმნილი ველი. მუხტების უძრაობა ნიშნავს დენის და, აქედან გამომდინარე, მაგნიტური ველის არსებობას.

ელექტროსტატიკაში არსებობს მხოლოდ ელექტრული ველი, რომლისთვისაც

$$\operatorname{rot}\vec{E}=0;$$

$$\operatorname{div}\vec{D}=q; \tag{XI.11}$$

$$\vec{D}=\varepsilon\vec{E},$$

ამ შემთხვევაში ელექტრული $\vec{E}$ ველი არ არის გრიგალისებური, ე. ი. პოტენციალური ველია, რომლისთვისაც

$$\vec{E}=-\operatorname{grad}U, \tag{XI.12}$$

სადაც U არის მუდმივი ელექტრული ველის ელექტროსტატიკური პოტენციალი, ნიშანი მინუსი ნიშნავს, რომ $\vec{E}$ ვექტორი მაღალი პოტენციალის მქონე წერტილიდან მიმართულია დაბალი პოტენციალის მქონე წერტილისაკენ.

ელექტროსტატიკური ველის დაძაბულობა ნებისმიერი გზის გასწვრივ არ არის დამოკიდებული ამ გზის ფორმაზე და განისაზღვრება ამ ველში საწყისი და საბოლოო წერტილების მდებარეობით. ზედაპირებს, რომლებზედაც პოტენციალს ერთნაირი მნიშვნელობები აქვს, ეწოდება ე კ ვ ი პ ო ტ ე ნ ც ი ა ლ უ რ ი ზედაპირები, ეკვიპოტენციალური ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში $\vec{E}$ ვექტორი მიმართულია ამ ზედაპირის ნორმალის გასწვრივ

$$U(x,\ y,\ z)=\text{const}. \tag{XI.13}$$

$\vec{D}=\varepsilon\vec{E}$ (XI. 12)-ის განტოლებაში ჩასმით, მივიღებთ

$$\vec{D}=-\varepsilon\operatorname{grad}U. \tag{XI.14}$$

რადგან

$$\operatorname{div}\vec{D}=q,$$

$$\operatorname{div}(\varepsilon\operatorname{grad}U)=\varepsilon\Delta U+\operatorname{grad}\varepsilon\cdot\operatorname{grad}U=-q. \tag{XI.15}$$

თუ გარემო ერთგვაროვანია, ე. ი. $\varepsilon=\text{const}$, ელექტროსტატიკური პოტენციალი არის პუასონის განტოლების ამონახსნი

$$\Delta U=-q/\varepsilon. \tag{XI.16}$$

იმ წერტილებში, სადაც ელექტრული მუხტები არ არსებობს, (XI. 16) განტოლება გადადის ლაპლასის განტოლებაში

$$\Delta U=0. \tag{XI.17}$$

ელექტროსტატიკის ძირითადი ამოცანაა სკალარული U პოტენციალის განსაზღვრა. იგი ყველა წერტილში აკმაყოფილებს პუასონის განტოლებას (XI. 16), უსასრულობაში მიისწრაფვის ნულისაკენ და გამყოფ ზედაპირებზე აკმაყოფილებს გარკვეულ სასაზღვრო პირობებს.

§ 54. ელექტროსტატიკური პოტენციალის სასაზღვრო პირობები

მუხტების არარსებობის შემთხვევაში სკალარული პოტენციალი აკმაყოფილებს ლაპლასის განტოლებას

$$\frac{\partial^2U}{\partial x^2}+\frac{\partial^2U}{\partial y^2}+\frac{\partial^2U}{\partial z^2}=0. \tag{XI.18}$$

ამ განტოლების ამოხსნით განისაზღვრება $\vec{E}$ და, თუ ეს აუცილებელია, ველის სხვა მახასიათებლებიც. ლაპლასის განტოლების მკაცრი ამოხსნისას გათვალისწინებული უნდა იქნეს პირობები ველის წყაროსთან და მისგან უსასრულობაში. ორი არაერთგვაროვანი გარემოს საზღვარზე გათვალისწინებული უნდა იქნეს სასაზღვრო პირობები, რაც გულისხმობს ორი მოთხოვნის დაკმაყოფილებას:

1. გამყოფ ზედაპირთან უსასრულოდ ახლოს მდებარე წერტილებში ამ ზედაპირის ორივე მხარეს პოტენციალები უნდა იყოს ერთმანეთის ტოლი

$$U_1=U_2. \tag{XI.19}$$

ეს პირობა მართებულია იმ შემთხვევაში, თუ გამყოფ საზღვარზე კონტაქტური ემძ არ არსებობს.

2. დაცული უნდა იქნეს დენის სიმკვრივის ვექტორის $\vec{j}_n$ ნორმალური მდგენელის უწყვეტობა ერთი გარემოდან მეორეში გადასვლის დროს

$$\vec{j}_{n1}=\vec{j}_{n2}. \tag{XI.20}$$

ომის გამო, რომ, ომის კანონის თანახმად,

$$\vec{j}_{n1}=\vec{E}_n/\rho=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial U}{\partial_n},$$

მეორე სასაზღვრო პირობა შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგნაირად:

$$\frac{1}{\rho_1}\frac{\partial U_1}{\partial_n}=\frac{1}{\rho_2}\frac{\partial U_2}{\partial_n}. \qquad (XI.21)$$

დენის წყაროს პირობების გათვალისწინება გულისხმობს, რომ ველი იმ წერტილებში, რომლებიც უსასრულოდ ახლოს მდებარეობს ამ წყაროდან, ემთხვევა ერთგვაროვანი გარემოს ველს. წერტილოვანი წყაროს შემთხვევაში მასთან უსასრულოდ ახლოს მდებარე წერტილებში

$$U=I\rho/4\pi r. \qquad (XI.22)$$

აქედან გამომდინარე, როცა $r\to 0$, მაშინ $U\to\infty$, ხოლო როცა $r\to\infty$, მაშინ $U\to 0$ (r არის მანძილი ველის წყაროდან რეგისტრაციის წერტილამდე).

განტოლების ამოხსნისას, აგრეთვე, დაცული უნდა იყოს დენის სიმკვრივის ვექტორის ნორმალური მდგენელის უწყვეტობის პირობა, რაც ჩაიწერება შემდეგნაირად:

$$\gamma_1\frac{\partial U_1}{\partial_n}=\gamma_2\frac{\partial U_2}{\partial_n}, \qquad (XI.23)$$

სადაც γ_1 და γ_2 პოლარიზებული სხეულისა და გარემოს ხვედრითი ელექტროგამტარობაა, ხოლო U_1 და U_2 — პოტენციალები ამ სხეულსა და მოსაზღვრე გარემოში.

ზედაპირულად პოლარიზებულ სხეულთან უსასრულოდ ახლოს ამ სხეულისა და მოსაზღვრე გარემოს საზღვარზე

$$U_2-U_1=\varepsilon, \qquad (XI.24)$$

ე. ი. ზედაპირულად პოლარიზებული სხეულისა და მოსაზღვრე გარემოს საზღვარზე გვაქვს პოტენციალის ნახტომი, რომელიც ორმაგი ელექტრული ფენის ემძ-ის ტოლია.

§ 55. ქანების ელექტრომაგნიტური თვისებები

ძირითადი პარამეტრები, რომლებიც ახასიათებს ქანების ელექტრომაგნიტურ თვისებებს, არის: ხვედრითი ელექტრული წინაღობა (ρ), დიელექტრიკული (ε) და მაგნიტური (μ) შეღწევადობა, ელექტროქიმიური აქტიურობა (α) და პოლარიზებადობა (η).

ამ პარამეტრების ცოდნა აუცილებელია მკვლევარ-ინტერპრეტატორისათვის ელექტრომეტრიის შებრუნებული ამოცანების ამოსახსნელად. პარამეტრების ცოდნის გარეშე შეუძლებელია ელექტრული ჭრილის გეოელექტრულ ჭრილში გადაყვანა.

ქანებში პარამეტრების ცვლილება დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე, რომელთა შორის ძირითადია ქანების ლითოლოგიური და სტრუქტურულ-ტექსტურული თავისებურებანი. ქ ა ნ ი ეწოდება რომელიმე მინერალს ან მინერალთა აგრეგატს, რომელსაც ახასიათებს გეოგრაფიულად გავრცელების დიდი არე და არის დედამიწის ქერქის შემადგენელი ნაწილი. უმრავლეს შემთხვევაში ქანი არის მინერალთა აგრეგატი; მისი კარკასი შედგება მინერალებისაგან, რომელთა ფორები შევსებულია სითხით ან აირით. აქედან გამომდინარე, ქანების ხვედრითი ელექტრული წინაღობა დამოკიდებულია ქანმაშენი მინერალების ხვედრით ელექტრულ წინაღობაზე, ფორიანობის ხარისხზე, მათში სითხის ან აირის ოდენობაზე, მათ ხვედრით ელექტრულ წინაღობასა და სხვა ფაქტორებზე.

ხვედრითი ელექტრული ρ წინაღობა იზომება ომ. მ-ობით. იგი რიცხობრივად ტოლია 1 მ³ ქანის წინაღობისა, როცა კუბის ერთი გვერდიდან მეორეში გადის მუდმივი დენი. ხვედრითი ელექტრული წინაღობის შებრუნებულ სიდიდეს ეწოდება ხ ვ ე დ რ ი თ ი ე ლ ე ქ ტ რ უ ლ ი გ ა მ ტ ა რ ო ბ ა.

ელექტრული დენის გამტარობის მიხედვით ქანები და მადნები იყოფა ორ ჯგუფად: 1. პირველი გვარის გამტარები, რომლებშიც ელექტრული მუხტები გადაიტანება თავისუფალი ელექტრონებით; 2. მეორე გვარის გამტარები, რომლებშიც ელექტრული მუხტები გადაიტანება ფორების შემვსები ხსნარების იონებით. შესაძლებელია, ქანებსა და მადნებს ახასიათებდეს ორივე სახის გამტარობა (შერეული გამტარობა). პირველი რიგის გამტარობა ძირითადად დამახასიათებელია ლითონური საბადოებისათვის(თვითნაბადი ლითონები, სულფიდები, ზოგიერთი ჟანგეული), აგრეთვე, გრაფიტებისა და ანტრაციტებისათვის. ქანების უმრავლესობას ახასიათებს იონური გამტარობა.

ქანების ხვედრით ელექტრულ წინაღობას ძირითადად მაინც ქანმაშენი მინერალების ხვედრითი ელექტრული წინაღობა განსაზღვრავს. ხვედრითი ელექტრული წინაღობის მიხედვით მინერალები შეიძლება დაიყოს სამ ჯგუფად: 1. ცუდი გამტარები ($\rho>10^3$ ომ. მ); მათ მიეკუთვნება თითქმის ყველა სილიკატი, ზოგიერთი კარბონატი (კალციტი), ქვამარილი, ნავთობი და სხვ. 2. საშუალო გამტარობის მინერალები ($\rho=10^2$—10^7 ომ. მ); ასეთებია ზოგიერთი სილიკატი (სერპენტინი) და კარბონატი (სიდერიტი), ჟანგეულთა უმრავლესობა, ზოგი-

ერთი სულფიდი (სფალერიტი, ანთიმონიტი), ქვანახშირი, მტკნარი წყალი და სხვ. 3. კარგი გამტარები ($\rho < 10$. ომ. მ); მათ მიეკუთვნება სულფიდების უმრავლესობა, ზოგიერთი ჟანგეული, გრაფიტი, ანტრაციტი, მინერალიზებული წყლები.

ამრიგად, ქანმაშენი მინერალების უმრავლესობა დენის ცუდი გამტარია. მათში ქანების წინაღობა მკვეთრად ეცემა კარგი გამტარი მინერალების პროცენტული შემცველობის გაზრდით. თუ დენის კარგად გამტარი მინერალები მჭიდროდ არის შეცემენტებული, ქანიც კარგად ატარებს ელექტრულ დენს. იმ შემთხვევაში, თუ დენის კარგი გამტარი მინერალები ერთმანეთთან არ არის დაკავშირებული, მაშინ ისინი პრაქტიკულად არ შეცვლის ქანის წინაღობას. ამრიგად, ქანის მინერალური კარკასის წინაღობა დამოკიდებულია მის სტრუქტურულ-ტექსტურულ თავისებურებაზე.

ქანთა უმრავლესობა ხასიათდება მხოლოდ იონური გამტარობით. იონური გამტარობის შემთხვევაში წინაღობაზე მნიშვნელოვნად მოქმედებს ფორიანობა და ქანის ტენიანობა. ქანებს, ფორების მოუწესრიგებელი ორიენტაციის შემთხვევაში, ხვედრითი ელექტრული წინაღობა ყველა მიმართულებით ერთნაირი აქვს. ამდენად ისინი ელექტრულად იზოტროპიულია. ორიენტირებული ფორების შემცველი ქანი ელექტრულ დენს სხვადასხვა მიმართულებით სხვადასხვანაირად ატარებს და, ამდენად, იგი ელექტრულად ანიზოტროპიულია. დანალექ ქანებში გვაქვს მაკროანიზოტროპიაც. კერძოდ, წინაღობა შრეობრიობის გასწვრივ (ρ_t) ნაკლებია, ვიდრე მის მართობულად (ρ_n). ანიზოტროპიის კოეფიციენტი ყოველთვის ერთზე მეტია.

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_t}}, \qquad \text{(XI.25)}$$

ფოროვანი ქანები ელექტრულ დენს შედარებით კარგად ატარებს იმ შემთხვევაში, თუ ფორები შევსებულია დენის კარგად გამტარი ელექტროლიტით. თავის მხრივ, ელექტროლიტის წინაღობა დამოკიდებულია მის შედგენილობაზე, კონცენტრაციაზე, მჟავიანობასა და ტემპერატურაზე.

ქანების მეორადი შეცვლა (ჰიპერგენეზი) იწვევს ძირითადი ქანის წინაღობის შეცვლას. ამ შემთხვევაში იგი შეიძლება გაიზარდოს (მაგალითად, გაკვარცების შემთხვევაში) ან შემცირდეს (გათიხების შემთხვევაში).

ამრიგად, სხვადასხვა ადგილზე აღებულ ერთნაირი ლითოლოგიური შედგენილობის ქანს შეიძლება ჰქონდეს მკვეთრად განსხვავებული ხვედრითი ელექტრული წინაღობები. მიუხედავად ამისა, არსებობს სპეციალური ცხრილები, რომლებიც მიუთითებს, თუ როგორი წინაღობით ხასიათდება ბუნებაში არსებული ქანთა უმრავლესობა.

ქანის წინაღობის ცოდნა აუცილებელია გეოელექტრული ჭრილის შედგენისას. ელექტრული ჭრილი რომ გეოელექტრულში გადავიდეს, საჭიროა გამოყოფილი სიმძლავრისა და ხვედრითი ელექტრული წინაღობის გარემოს გეოლოგიურ ენაზე წაკითხვა.

ქანების ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ელექტრომაგნიტური პარამეტრია, აგრეთვე, დიელექტრიკული (ε) და მაგნიტური (μ) შეღწევადობები. ისინი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ცვლადი დენით ელექტროძიებაში. ხშირად განიხილავენ ფარდობით დიელექტრიკულ შეღწევადობას.

$$\varepsilon_ფ = \frac{\varepsilon_ქ}{\varepsilon_ა}. \qquad \text{(XI.26)}$$

იგი გვიჩვენებს, რამდენჯერ გაიზრდება კონდენსატორის ტევადობა, თუ ჰაერის ნაცვლად მასში მოათავსებენ ქანს. ε სიდიდე რამდენიმე ერთეულიდან (მშრალ დანალექ ქანებში) იზრდება 81-მდე (წყალში), და იგი ძირითადად დამოკიდებულია ქანში ელექტროლიტის კონცენტრაციასა და მის პროცენტულ შემცველობაზე. ამონთხეულ ქანებში ε იცვლება 5—12-ის ფარგლებში; დანალექ ქანებში 2—3-დან (მშრალ ქანებში), 16—25-მდე (წყლით გაჯერებულ ქანებში).

ქანების უმრავლესობისათვის მაგნიტური შეღწევადობა (μ) ტოლია ჰაერის მაგნიტური შეღწევადობისა. ფერომაგნიტურ ქანებში μ შეიძლება 2—10-ჯერ გაიზარდოს.

ელექტროქიმიური აქტიურობა (α) ახასიათებს ქანის უნარს წარმოქმნას ბუნებრივი ელექტრული ველები. ეს ველები შეიძლება ქანებში აღიძრას ელექტროქიმიური და ელექტროკინეტიკური პროცესების შედეგად.

ელექტროქიმიური აქტიურობის ერთეული მკაცრად დადგენილი არ არის. პირობითად მას ზომავენ მვ-ში. დენის ცუდად გამტარი მინერალების შემცველი ქანებისათვის α კოეფიციენტი არ აღემატება ერთეულ მვ-ს მაშინ, როცა ელექტრონული გამტარობის ქანებში იგი შეიძლება ასეულ მვ-ს აღწევდეს. ელექტროქიმიური აქტიურობა დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე: მინერალოგიურ შედგენილობაზე,

სტრუქტურულ-ტექსტურულ თავისებურებებზე, ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე და სხვ.

პ ო ლ ა რ ი ზ ე ბ ა დ ო ბ ა (η) არის ქანის თვისება დააგროვოს ელექტრული მუხტი მასში დენის გაშვებით და გასცეს იგი თანდათანობით დენის გამორთვის შემდეგ. η კოეფიციენტი იზომება პროცენტობით და გამოითვლება ფორმულით

$$\eta=\frac{\Delta U_{\text{გ}}}{\Delta U}\ 100\%, \qquad \text{(XI.27)}$$

სადაც $\Delta U_{\text{გ}}$ არის პოტენციალთა სხვაობა მიმღებ ელექტროდებზე წრედში დენის გამორთვის შემდეგ (როგორც წესი, პირველ ანათვალს იღებენ დენის გამორთვიდან 0,5 წმ-ის შემდეგ); ΔU — პოტენციალთა სხვაობა იმავე ელექტროდებს შორის წრედში დენის გაშვების მომენტში.

მაღალი პოლარიზებადობით ($\eta=10$—40%) ხასიათდება ელექტრონული გამტარობის მქონე მინერალების შემცველი ქანები. ამასთან, პოლარიზებადობა უფრო დიდია, როცა ეს მინერალები ქანში ერთმანეთთან დაკავშირებული არ არის (ჩაწინწკლული ტიპის სულფიდური გამადნებები).

§ 56. გეოელექტრული ჭრილი, მისი ფუნდამენტალური მოდელი

დედამიწის ამა თუ იმ უბნის გეოლოგიური აგებულება ხასიათდება ამ უბნებში გავრცელებული ქანების ლითოლოგიური შედგენილობით, მათი ასაკით, გამადნების ქიმიური შედგენილობითა და სხვ. შესაბამისად განასხვავებენ ლითოლოგიურ, სტრატიგრაფიულ, გეოქიმიურ და სხვა ტიპის გეოლოგიურ ჭრილებს.

ელექტრული თვისებების მიხედვით ქანებისა და მადნების დიფერენციაცია საშუალებას იძლევა შედგეს ჭრილი, რომელიც ცნობილია გეოელექტრული ჭრილის სახელწოდებით. გეოელექტრულ ჭრილებში გამოყოფილი ჰორიზონტები ერთმანეთისაგან განსხვავდება ელექტრული პარამეტრებით. გეოელექტრული ჭრილი შეიძლება შედგეს რომელიმე ერთი ან რამდენიმე ელექტრული პარამეტრის მიხედვით. ელექტრომაგნიტური ველის განაწილებაზე განსაკუთრებით დიდ გავლენას ახდენს ხვედრითი ელექტრული წინაღობა. აქედან გამომდინარე, ელექტროძიების ძირითადი ამოცანაა ხვედრითი ელექტრული წინაღობის დადგენა.

გეოელექტრულ და სხვა სახის გეოლოგიურ ჭრილს შორის ხშირ შემთხვევაში არსებობს კარგი თანხვდენა. ეს ხდება იმ შემთხვევაში, როცა ლითოლოგიურ ჭრილებში გამოყოფილი ჰორიზონტები ხასიათდება ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავებული ელექტრული თვისებებით, ან როცა სტრატიგრაფიულ ჭრილებში გამოყოფილი განსხვავებული ასაკის ქანები ერთმანეთისაგან ელექტრული თვისებებითაც განსხვავდება. მაგრამ ხშირად გეოელექტრული ჭრილები კორელაციაში არ მოდის გეოლოგიურ ჭრილთან. ეს ხდება მაშინ, როცა განსხვავებული ლითოლოგიური შედგენილობის ქანები ხასიათდება ერთნაირი ელექტრული თვისებებით ან ერთგვაროვან ლითოლოგიურ ჭრილში ელექტრული თვისებები იცვლება სიღრმის მიხედვით. იგივე შეიძლება ითქვას გეოელექტრული და სტრატიგრაფიული ჭრილების შეუთავსებლობის მიზეზებზედაც.

დედამიწის ქერქის ჰეშმარიტი ჭრილის დადგენა ურთულესი ამოცანაა. პრაქტიკაში იყენებენ გეოელექტრული ჭრილების გამარტივებულ ერთ-, ორ- და სამგანზომილებიან მოდელებს.

გეოელექტრული ჭრილის რ ე ა ლ უ რ ი მ ო დ ე ლ ი ეწოდება მის გამარტივებულ ფორმას. მოდელი უნდა აკმაყოფილებდეს გარკვეულ მოთხოვნებს. იგი უნდა იყოს საკმაოდ მარტივი, რათა მასზე დაყრდნობით ამოიხსნას გეოფიზიკის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები. ამასთან, იგი საკმაოდ ზუსტად უნდა ასახავდეს სამოდელო უბნის გეოლოგიურ თვისებებს.

ყველაზე მარტივია და ამასთან უფრო გავრცელებულიც ერთგანზომილებიანი მოდელი. ამ მოდელში დედამიწაზე რეალურად ყველა მიმართულებით არაერთგვაროვანი ჭრილი შეცვლილია ჰორიზონტალურად ერთგვაროვანი ჭრილით, სადაც ხვედრითი ელექტრული წინაღობა მხოლოდ სიღრმის ფუნქციაა $\rho=\rho(z)$.

ჰორიზონტალურად ერთგვაროვანი ფენობრივი ჭრილის მოდელი, პრაქტიკულად ელექტროძიების ყველა მეთოდის თეორიის საფუძვლების შექმნისათვის გამოიყენება. ასეთ ჭრილს უწოდებენ დედამიწის ნ ო რ მ ა ლ უ რ ს გ ე ო ე ლ ე ქ ტ რ უ ლ ჭ რ ი ლ ს, ხოლო მასში ხვედრითი ელექტრული წინაღობის განაწილებას $\rho_{\text{ნ}}$-ის ნ ო რ მ ა ლ უ რ ი გ ა ნ ა წ ი ლ ე ბ ა ს.

დედამიწის რეალური გეოელექტრული ჭრილი ნორმალური ჭრილისაგან განსხვავდება ჰორიზონტალური არაერთგვაროვნობით.

ორგანზომილებიან მოდელებში მიღებულია, რომ ხვედრითი ელექტრული წინაღობა იცვლება სიღრმისა და ერთ-ერთი ჰორიზონტალური კოორდინატის (x-ის ან y-ის) მიხედვით. ორგანზომილებიანი მოდელები კარგად შეესაბამება ხაზოვნად მიმართულ გეოლოგიურ სტრუქტურებს.

ელექტრომაგნიტური მონაცემების ინტერპრეტაცია განსაკუთრებით რთულია სამგანზომილებიანი სტრუქტურებისათვის, სადაც ხვედრითი ელექტრული წინაღობა ერთდროულად იცვლება x, y და z კოორდინატების მიმართ.

გეოელექტრული ჭრილების ზემოთ აღნიშნულ მოდელებს ფ უ ნ დ ა მ ე ნ ტ ა ლ უ რ მოდელებს უწოდებენ.

§ 57. ელექტროძიების პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები

ელექტროძიების ძირითადი ამოცანაა გეოელექტრული ჭრილის შედგენა. გეოელექტრული ჭრილის ცოდნა ან ელექტრომაგნიტური პარამეტრების მიხედვით მისი აგების შესაძლებლობა საშუალებას იძლევა ამოიხსნას ელექტროძიების პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები.

გეოელექტრული ჭრილის საფუძველზე შეიძლება განისაზღვროს ამ ჭრილის შესაბამისი ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველების ინტენსიურობა და სტრუქტურა. ეს არის ელექტროძიების პირდაპირი ამოცანა. ელექტროძიების პირდაპირი ამოცანის ამოხსნით გამოითვლება წინასწარ შერჩეული გეოელექტრული ჭრილის შესაბამისი ელექტრომაგნიტური ველი.

ელექტროძიების შებრუნებული ამოცანის ამოხსნა ნიშნავს ელექტრომაგნიტური ველის მიხედვით გეოელექტრული ჭრილის შედგენას.

პირდაპირი ამოცანის ამოხსნის მეთოდიკა დღეისათვის უფრო სრულყოფილად დამუშავებულია ერთგანზომილებიანი მოდელებისათვის. პირდაპირი ამოცანები შეიძლება ამოიხსნას ანალიზური და ექსპერიმენტული გზით. ორივე შემთხვევაში აუცილებელია გარკვეული გეოლოგიური მოდელისათვის განისაზღვროს ელექტრომაგნიტური ველის ხასიათი.

პირდაპირი ამოცანების ანალიზური ხერხით ამოხსნისას მიმართავენ განტოლებას ან განტოლებათა სისტემას. მათში მოცემულია ის ფიზიკური კანონზომიერებები, რომლებითაც ელექტრომაგნიტური ველი უნდა დაუკავშირდეს გეოელექტრულ ჭრილს. უმრავლეს შემთხვევაში ეს განტოლებები მიეკუთვნება დიფერენციალურ და ინტეგრალურ განტოლებებს, რომლებშიც საძიებელი სიდიდე დგას წარმოებულის ან ინტეგრალის ნიშნის ქვეშ. ალგებრული განტოლებებისაგან განსხვავებით, ამ ტიპის განტოლებების ამონახსნი იძლევა არა რიცხვებს, არამედ ფუნქციებს, რომლებიც აკმაყოფილებს დასმულ განტოლებებს.

პირდაპირი ამოცანების ამოხსნისას ფართოდ იყენებენ მუდმივი ელექტრული ველის სკალარულ პოტენციალს (XI. 11), რომელიც აკმაყოფილებს ლაპლასის განტოლებას (XI. 18). სასაზღვრო პირობების გათვალისწინებით ლაპლასის განტოლების ამოხსნის შედეგად მიიღება ელექტრომაგნიტური ველის განაწილების სურათი.

ელექტრული ჭრილებისათვის, რომლებსაც აქვს სწორი გამყოფი ზედაპირი, პირდაპირი ამოცანების ამოხსნისას ფართოდ იყენებენ მაქსველის მიერ შემოთავაზებულ სარკული გარდასახვის მეთოდს.

პირდაპირი ამოცანების ამოხსნა გართულებულია ორ- და, განსაკუთრებით, სამგანზომილებიანი მოდელებისათვის.

ელექტროძიების ნებისმიერი პირდაპირი ამოცანა მათემატიკურად შეიძლება დაიწეროს შემდეგნაირად:

$$A[\rho]=F, \qquad \text{(XI.28)}$$

სადაც ρ არის კოორდინატთა ფუნქცია ან გეოელექტრული პარამეტრების რიგი, რომლითაც ხასიათდება მოცემული გეოელექტრული ჭრილი; F — ელექტრომაგნიტური ველი ან მისი ფუნქცია, რომელიც შეესაბამება ρ-ს მოცემულ განაწილებას; A — ოპერატორი (მათემატიკური კანონი), რომელიც ამყარებს კავშირს ρ-სა და F-ს შორის. ნორმალური ჰორიზონტალური ჭრილის შემთხვევაში $\rho_{(i)}$-ის განსასაზღვრავად საკმარისია ფენათა რიცხვის (N), მათი სიმძლავრეებისა (h_i) და წინაღობების (ρ_i) ცოდნა.

პირდაპირი ამოცანების ამოხსნის მეორე მეთოდი — ფიზიკური მოდელირება მდგომარეობს შემდეგში: ლაბორატორიულ პირობებში ქმნიან რეალური სურათის გეომეტრიულად მსგავს მოდელს. ნატურისა და მოდელის ხაზოვანი ზომების ფარდობას მ ო დ ე ლ ი რ ე ბ ი ს მ ა ს შ ტ ა ბ ს უწოდებენ. მოდელზე ქმნიან რეალური სურათის მსგავს ელექტრომაგნიტურ ველს. მოდელისა და ნატურის გეომეტრიულად მსგავს წერტილებში ელექტრული და მაგნიტური ველების ფარდობა მუდმივი სიდიდეა ($E_ნ/E_ნ=\text{const}$; $H_ნ/H_ნ=\text{const}$). რამდენადაც მოდელზე

გაზომილი ველი ნატურის ველისაგან განსხვავდება მუდმივი სიდიდით, მოდელზე აღრიცხული ველის განაწილების ხასიათის მიხედვით რეალურ პირობებში (ნატურაში) აღადგენენ ელექტრომაგნიტური ველის განაწილების სურათს.

უმრავლეს შემთხვევაში ფიზიკურ მოდელირებას მიმართავენ იმ შემთხვევაში, როცა პირდაპირი ამოცანების ანალიზური ხერხით ამოხსნა დაკავშირებულია დიდ მათემატიკურ სირთულეებთან. ფიზიკური მოდელირებით ექსპერიმენტულად მოწმდება ანალიზური ხერხით მიღებული პირდაპირი ამოცანის ამოხსნა.

ელექტროძიების ძირითადი ამოცანაა შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა. ელექტროძიების ნებისმიერი მეთოდი დღიურ ზედაპირზე ან სამთო გამონამუშევრებში ახდენს ელექტრომაგნიტური ველების რეგისტრაციას, რომლის მიხედვითაც უნდა აიგოს გეოელექტრული ჭრილი. მათემატიკურად ეს ნიშნავს, რომ ცნობილია (XI. 28) განტოლების მარჯვენა F ნაწილი. ამის მიხედვით უნდა შეირჩეს გეოელექტრული მოდელი და განისაზღვროს მისი პარამეტრები, ანუ მოიძებნოს განტოლების მარცხენა ნაწილი.

უმრავლეს შემთხვევაში განიხილავენ ერთ-, ორ- ან სამგანზომილებიან შებრუნებულ ამოცანებს. უმარტივესი შებრუნებული ამოცანა ერთგანზომილებიანია, სადაც განაზომი ელექტრომაგნიტური ველის მიხედვით უნდა განისაზღვროს ნორმალური გეოელექტრული ჭრილის $\rho_i\,(i=1,2\,..N)$ და $h_i\,(i=1,2...N-1)$ პარამეტრები.

ელექტროძიების შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა დაკავშირებულია დიდ სირთულეებთან. საკითხის არსში გასარკვევად განვიხილოთ ამოცანის კორექტულობის პირობა.

ამოცანის კორექტულობისათვის უნდა შესრულდეს შემდეგი პირობები: 1. ამოცანას უნდა ჰქონდეს ამონახსნი; 2. ამონახსნი უნდა იყოს ერთადერთი; 3. ამოცანა უნდა იყოს მდგრადი.

ამოხსნის ერთადერთობა დამოკიდებულია იმაზე, თუ ელექტრომაგნიტური ველის რა მონაცემებით ვსარგებლობთ, ე. ი. რამდენად ვრცელია (XI. 28) განტოლების მარჯვენა ნაწილის ინფორმაცია. შებრუნებული ამოცანის ერთადერთობის საკითხი გეოელექტრული მოდელების ცალკეული კლასისათვის მოითხოვს გარკვეულ მასალას, რომლის საკმარისობა დამტკიცებული უნდა იყოს ერთადერთობის თეორემით.

ამონახსნის მდგრადობა ელექტროძიებაში დაცულია, როდესაც ელექტრომაგნიტური ველის მცირე ვარიაციებს შეესაბამება, აგრეთვე, ჭრილის მახასიათებლების მცირე ვარიაციები. როგორც თეორიული და ექსპერიმენტული გამოკვლევები გვიჩვენებს, ეს პირობა, როგორც წესი, ერთგანზომილებიან მოდელებშიც კი არ სრულდება. აქედან გამომდინარე, პრაქტიკულად გეოფიზიკის ყველა შებრუნებული ამოცანა არაკორექტულად არის დასმული. არაკორექტული ამოცანების ამოხსნისათვის შემუშავებულია მეთოდი, რომელიც რეგულაციის მეთოდის სახელწოდებითაა ცნობილი.

რეგულარიზაციის მეთოდის არსი მდგომარეობს იმაში, რომ მოცემული არაკორექტული ამოცანის ამონახსნი შეიცვალოს კორექტულად დასმული ამოცანების სიმრავლით. ამონახსნთა მიახლოებითი მნიშვნელობების სიმრავლიდან უნდა შეირჩეს ისეთი ამონახსნი, რომელიც ყველაზე უკეთ უახლოვდება ჭეშმარიტ მნიშვნელობას. შებრუნებული ამოცანების ამოხსნის ეფექტურობა ბევრად არის დამოკიდებული გეოელექტრული ჭრილების მოდელების კლასის სწორად შერჩევაზე. მოდელებისათვის, რომელშიაც პარამეტრების რიცხვი დიდი არ არის, კორექტულად ითვლება შებრუნებული ამოცანა.

თავი XII

ელექტრომაგნიტური ველების სახეები

ელექტროძიებაში გამოიყენება ბუნებრივი და ხელოვნური წარმოშობის ელექტრული ველები. ისინი დროში შეიძლება იყოს სტაციონარული, კვაზისტაციონარული ან ცვლადი. ეს ველები სტრუქტურითა და ბუნებით ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავდება. ქვემოთ მოკლედ განხილულია ამ ველების ძირითადი სახეები.

§ 58. ლოკალური ბუნებრივი ელექტრული ველი

დედამიწაში ლოკალური ბუნებრივი ელექტრული ველი (ბევ) წარმოიშობა ელექტროქიმიური და ელექტროკინეტიკური პროცესების შედეგად. უფრო ხშირად ელექტროქიმიური და ელექტროკინეტიკური პროცესები რაიმე უბანზე ერთდროულად მიმდინარეობს და ამ გზით წარმოშობილი ველები ერთმანეთს აძლიერებს ან ასუსტებს.

ელექტროქიმიური წარმოშობისაა ველები, რომლებიც განპირობებულია ჟანგვა-აღდგენითი რეაქციებით ($U_{ჟ.ა}$), ხოლო ელექტროკი-

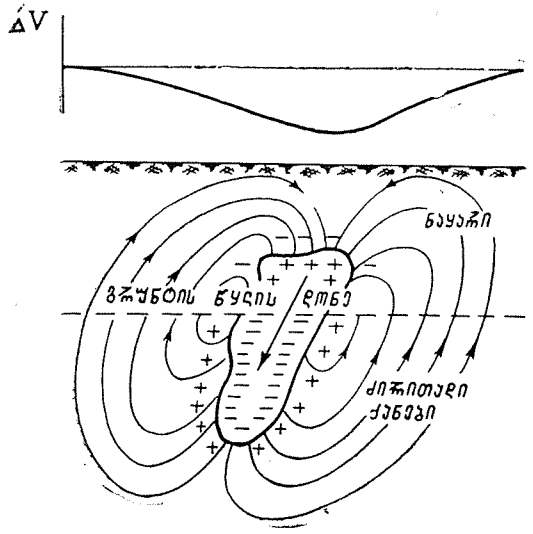
ნეტიკური წარმოშობის ველები ძირითადად შექმნილია დიფუზურ-ადსორბციული ($U_{დ.ა}$), ფილტრაციული ($U_{ფ}$), კონცენტრაციული ($U_{კ}$), ტელურული ($U_{ტ}$), და სხვა პროცესების შედეგად.

ბუნებრივი ელექტრული ველის ჯამური პოტენციალის შექმნაში ერთდროულად მონაწილეობს რამდენიმე წრედის პოტენციალი

$$U_{ბვვ} = U_{ქ.ა} + U_{ფ} + U_{დ.ა} + U_{კ} + U_{ტ} \ldots \qquad \text{(XII.1)}$$

ამათგან ძირითადია ჟანგვა-აღდგენითი წრედის პოტენციალი. ელექტროქიმიური წარმოშობის ბველ ძირითადად აღინიშნება სულფიდურ საბადოებზე. მის წარმოშობას ვხვდებით, აგრეთვე, ზოგიერთი ჟანგეულის, ნახშირისა და გრაფიტის საბადოებზე.

ბველ-ის წარმოშობა სულფიდურ საბადოებზე სქემატურად წარმოდგენილია მე-60 ნახაზზე.



ნახ. 60. ბუნებრივი ელექტრული ველის წარმოშობის სქემა გამადნებულ სხეულში

სულფიდური მადნის ზედა ნაწილი მოთავსებულია აქტიურ ზონაში, რომელიც მდიდარია ჟანგბადითა და ნახშირმჟავებით. ეს რეა-

გენტები ახდენს პირველადი სულფიდური მინერალების ჟანგვას, ამიტომ მადნის ზედა ნაწილში, გრუნტის წყლის დონემდე, ჟანგვითი რეაქციების შედეგად, ელექტრონების ნაკლებობა გვაქვს. გრუნტის წყლის დონის ქვევით, სადაც ნაკლებად აღწევს ატმოსფერული ჟანგბადი, აღდგენითი რეაქციების შედეგად, ელექტრონების სიჭარბეა. მადნის ზედა ნაწილი დადებითად, ხოლო ქვედა ნაწილი — უარყოფითად დამუხტული აღმოჩნდება. ამ დროს გვერდით გარემოში მუხტების განაწილებას ექნება საწინააღმდეგო ხასიათი. ცნობილია, რომ სულფიდური მადნის სხეული და ნებისმიერი შემცველი გარემო ელექტრულ დენს ატარებს. ბუნებრივია, რომ ამ პირობებში მადანსა და შემცველ გარემოში აღიძვრება დენთა სისტემა. მადნის სხეულში ელექტრული დენი მიმართულია ზემოდან ქვემოთ, ხოლო შემცველ გარემოში, პირიქით, ქვემოდან ზემოთ. ასეთი დაშვებით დღიურ ზედაპირზე სულფიდური მადნის ეპიცენტრში არსებობს ბველ უარყოფითი ნიშნის ანომალია; ანომალიის ინტენსიურობა დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე: მადნის ნივთიერ შედგენილობაზე, სტრუქტურაზე, ტექსტურაზე, გარემომცველ გარემოზე, ხსნარების მჟავიანობაზე და სხვ. ბველ ანომალიაში იგულისხმება ნორმალური ველისაგან გადახრა. ნორმალურ ბველ-ად ითვლება ერთგვაროვანი ნახევარსივრცის ველი, რომლის დაძაბულობა დიდი არ არის. კერძოდ, არ აღემატება მვ-ს/მეტრზე. იმისდა მიხედვით, თუ როგორ არის ორიენტირებული სულფიდური სხეული, ანომალიის ფორმა სიმეტრიული ან ასიმეტრიული იქნება გამადნებული სხეულის მიმართ.

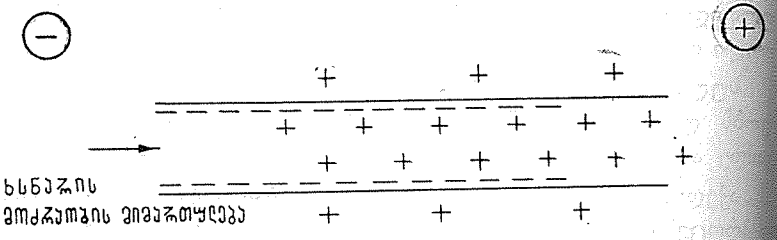
სულფიდურ საბადოებზე ჟანგვა-აღდგენითი რეაქციები მიმდინარეობს დიდი ხნის განმავლობაში მადნის სხეულის მთლიან დაჟანგვამდე ან ჰიდროგეოლოგიური პირობების შეცვლამდე.

აქედან გამომდინარე, სულფიდურ საბადოებზე ჟანგვა-აღდგენითი პროცესების შედეგად წარმოშობილი ბველ არის კვაზისტაციონარული. ელექტრული ველი სტაციონარულია იმდენად, რამდენადაც სულფიდურ გამადნებებზე ჟანგვა-აღდგენითი პროცესები მიმდინარეობს ხანგრძლივი დროის განმავლობაში და ჟანგვისა და აღდგენის ზონების მოცულობითი წილის ცვლა დროში მთელ გამადნებაში ოპერატორისათვის ფაქტიურად შეუმჩნეველი რჩება. ამასთან ერთად ეს არის დინამიკური პროცესი, რაც თავისთავად უნდა იწვევდეს ველის ინტენსიურობის ცვლილებას დროში.

სულფიდურ საბადოებზე ბველ-ის ინტენსიურობის შედარება ჰიპერგენულ პროცესებთან გვიჩვენებს, რომ ელექტრული ველი გან-

საკუთრებით ინტენსიურია ისეთ საბადოებზე, სადაც ჟანგვისა და აღდგენის ზონებს დაახლოებით თანაბარი მოცულობები უჭირავს. ჟანგვა-აღდგენითი პროცესების შედეგად წარმოშობილი ბეპ-ის მნიშვნელობა ცალკეულ შემთხვევაში შეიძლება ერთ ვოლტს აღემატებოდეს.

ქანების ფორებში მიწისქვეშა წყლების ფილტრაციის დროს აღიძვრება ბეპ. ამ დროს შექმნილი პოტენციალი ცნობილია ფილტრაციული წრედის პოტენციალის სახელწოდებით. ქანების კაპილარებში ელექტროლიტის შეღწევისას კაპილარის კედლის გარეთ ადსორბირდება ერთი ნიშნის იონები — როგორც წესი, ანიონები, ხოლო კაპილარის კედლის შიგნით რჩება საწინააღმდეგო ნიშნის იონები — კათიონები. ქანების კაპილარების რთული ბუნება განაპირობებს ძნელად საინტერპრეტაციო ბეპ-ის წარმოშობას. მისი ინტენსიურობა ზოგჯერ კილომეტრზე იზომება ასეული მვ-ით, იგი დამოკიდებულია ქანების ლითოლოგიურ შედგენილობასა და გარემოს ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე. ამასთან დაკავშირებით შემოტანილია პარამეტრი, რომელიც ელექტროძიებაში ცნობილია ფილტრაციული აქტიურობის სახელწოდებით. ამ დროს ხდება მუხტების გადანაწილება, რომლის სქემატური სახე წარმოდგენილია 61-ე ნახაზზე



ნახ. 61. ფილტრაციული ბუნებრივი ელექტრული ველის წარმოშობის სქემა

ფილტრაციული პოტენციალი გამოისახება ასე:

$$\Delta U_ф = A\frac{\Delta P}{l^{\eta}}\rho, \qquad (XII.2)$$

სადაც ΔP არის წნევა კაპილარის კედლებზე; η — ელექტროლიტის სიბლანტე; ρ — ელექტროლიტის ხვედრითი წინაღობა. ამ შემთხვევაში ელექტროლიტის მოძრაობის მიმართულებით პოტენციალის სიდიდე იზრდება. ფილტრაციული წარმოშობის ბეპ ფართოდ გამოიყენება მიწისქვეშა წყლების ძიების საქმეში.

შენიშნულია, რომ რთულ ოროგრაფიულ პირობებში ბეპ-ის მეთოდით აგეგმვისას დადებით რელიეფს შეესაბამება ბეპ-ის უარყოფითი ანომალია, ხოლო ხეობებს — დადებითი ნიშნის ანომალიები. ასეთ შემთხვევაში ბეპ-ის განაწილების მრუდი თითქოს რელიეფის სარკისებრ ანარეკლს წარმოადგენს და მიუთითებს წყლების ფილტრაციის მიმართულებაზე.

ბეპ შეიძლება აღიძრას, აგრეთვე, ქანებში სხვადასხვა კონცენტრაციის მქონე ხსნარების დიფუზურ-ადსორბციული პროცესების შედეგად. განსხვავებული კონცენტრაციის მქონე ხსნარების შერევისას, კათიონებისა და ანიონების გადაადგილების განსხვავებული უნარის გამო, ხსნარში დადებითი და უარყოფითი იონები არათანაბრად ნაწილდება. ეს უკანასკნელი კი განაპირობებს პოტენციალთა სხვაობის გაჩენას გარკვეულ უბნებს შორის.

დიფუზური პოტენციალის სიდიდე

$$\Delta U_ф = K \lg \frac{C_1}{C_2}, \qquad (XII.3)$$

სადაც C_1 და C_2 არის ხსნართა კონცენტრაციები, ხოლო K — დიფუზიის კოეფიციენტი. K კოეფიციენტი დამოკიდებულია ხსნარის ნივთიერ შედგენილობასა და ტემპერატურაზე. თუ ცნობილია C_1-ისა და C_2-ის ფარდობა, შეიძლება ადვილად გამოვთვალოთ დიფუზური პოტენციალის სიდიდე. როგორც წესი, დიფუზური პოტენციალის სიდიდე არ აღემატება პირველ ათეულ მვ-ს.

ფორიან ქანებში ხსნარების დიფუზიასთან ერთად ადგილი აქვს ადსორბციასაც. კაპილარებში ხსნარების გავლისას ზოგიერთი იონი ადსორბირდება კაპილარის ზედაპირზე, ხოლო ნაწილი იონებისა გადაიტანება მოძრავი ხსნარის მიერ. ამის შედეგად კაპილარის ბოლოებზე წარმოიშობა გარკვეული პოტენციალთა სხვაობა. დიფუზურ-ადსორბციული წარმოშობის ბეპ დამოკიდებულია შემცველი გარემოს ლითოლოგიურ შედგენილობაზე, ფორიანობაზე, ხსნარების ქიმიზმზე, გარემოს ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე.

გარდა ზემოთ ჩამოთვლილი ძირითადი სახეებისა, არსებობს სხვა წარმოშობის ლოკალური ბეპ-იც, მაგრამ მათი როლი და გავრცელების არე შედარებით უმნიშვნელოა და ამიტომ აქ არ განვიხილავთ.

უმრავლეს შემთხვევაში ბმმ-ის წარმოშობაში ერთდროულად მონაწილეობს რამდენიმე ფაქტორი. სხვადასხვა წარმოშობის ბმმ შეიძლება ერთმანეთს აძლიერებდეს (როცა ისინი ერთი მიმართულებისაა), ან ასუსტებდეს (როცა ველები საწინააღმდეგო მიმართულებისაა).

§ 59. რეგიონული ბუნებრივი ელექტრული ველი

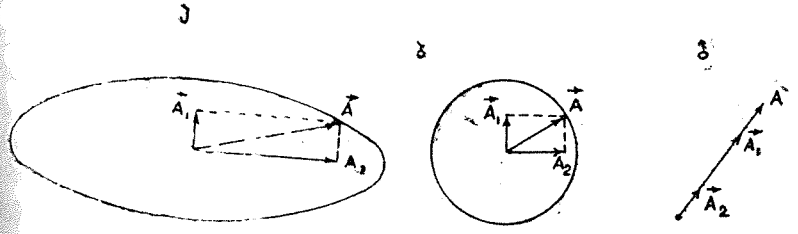
გარდა ლოკალური ბუნებრივი ელექტრული ველებისა, დედამიწის ზედაპირზე აღინიშნება დროში ცვალებადი რეგიონული ბუნებრივი ელექტრული ველის არსებობაც. იგი არის დედამიწის ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველის ნაწილი და ცნობილია მ ა გ ნ ი ტ ო ტ ე ლ უ რ უ ლ ი ველის სახელწოდებით. დედამიწის ზედაპირზე ტელურული დენის არსებობა განპირობებულია მზიდან წამოსული დამუხტული ნაწილაკების ნაკადით. ნაკადი, რომელიც ორიენტირებულია დედამიწის მაგნიტური ველით, არღვევს იონოსფეროს ელექტრომაგნიტურ წონასწორობას და მასში აღძრავს დენთა რთულ სისტემას. გამოსხივებული ტალღები დედამიწის ზედაპირზე ვლინდება მაგნიტური და ელექტრული (ტელურული) ვარიაციების სახით. დედამიწის მაგნიტური ველის პერიოდული ვარიაციები (დღეღამური, წლიური, თერთმეტწლიანი და სხვ.) და მაგნიტური ქარიშხლები იწვევს მაგნიტოტელურული ველის შესაბამის ცვლილებებს. ვარიაციებს განიცდის ველის როგორც ელექტრული, ისე მაგნიტური მდგენელი.

მაგნიტოტელურული ველი დამოკიდებულია მზის აქტიურობაზე. პრაქტიკულად ნებისმიერ დროს დედამიწის ყოველ წერტილში ვხვდებით მაგნიტოტელურული ველის ვარიაციებს, რომლებიც გამოირჩევა სიხშირის გარკვეული სპექტრით, ინტენსიურობითა და სიგნალის ფორმით. მოცემულ წერტილში, დროის მოცემულ მომენტში ტელურული დენების ველი ხასიათდება ამ ველის დაძაბულობის ვექტორით. ვარიაციების დროს იცვლება ველის არა მარტო სიდიდე, არამედ დაძაბულობის ვექტორის მიმართულებაც. ამ დროს დაძაბულობის ვექტორი სივრცეში შემოწერს ხაზს, რომელიც ცნობილია ტელურული დენების ჰოდოგრაფის სახელწოდებით (ნახ. 62).

ჰოდოგრაფის მიხედვით შეიძლება განისაზღვროს მაგნიტოტელურული ველის პოლარიზაცია. იგი შეიძლება იყოს ხაზოვანი (ნახ. 62, ვ, გ) ან არახაზოვანი (ნახ. 62, ა, ბ). ველის პოლარიზაცია, როგორც წესი, ხაზოვანია მძლავრი დანალექი ფორმაციების ფრთებზე და არახაზოვანია მის ცენტრალურ ნაწილში.

ველის თეორიაში ცნობილია, რომ იმ სიხშირეზე, რომლითაც ხასიათდება ელექტრომაგნიტური ველი, ძალიან სუსტად ვლინდება სკინეფექტი. აქედან გამომდინარე, მაგნიტოტელურულ დენებს უნარი აქვს ღრმად ჩაწვდეს მიწის სიღრმეში და, ამდენად, შეიძლება მათი გამოყენება დედამიწის სიღრმული აგებულების შესასწავლად.

ძიების მიზნით გამოიყენება დაბალი სიხშირის რხევები ($f<10$ ჰერცი), რომლის დროსაც მაგნიტოტელურული ველის რხევის პე-



ნახ. 62. ტელურული დენების ჰოდოგრაფები: ა—ელიფსური პოლარიზაცია, ბ—წრიული პოლარიზაცია, გ—ხაზოვანი პოლარიზაცია

რიოდი იცვლება ერთეულიდან ასეულ წამამდე. პრაქტიკა გვიჩვენებს, რომ ამ ტიპის ვარიაციებს ძირითადად კვაზისინუსოიდური ხასიათი აქვს. დაბალი სიხშირის ვარიაციები ინტენსიურია ზაფხულის პერიოდში დილისა და დღის საათებში. ველის ინტენსიურობა იზრდება მზის აქტიურობის წლებში.

დიდი სიღრმეების შესასწავლად გამოიყენება მაგნიტოტელურული ველის გრძელპერიოდიანი ვარიაციები (საათიანი, დღიური, წლიური). ასეთი ვარიაციების რეგისტრაცია ხდება ობსერვატორიებში, სადაც შესაძლებელია ერთდროულად ჩაიწეროს ველის დაძაბულობის ელექტრული და მაგნიტური მდგენელების ვარიაციები ხუთკომპონენტიანი დანადგარის საშუალებით.

ელექტრომაგნიტური ველის პარამეტრებია ველის დაძაბულობის ელექტრული (E_x, E_y) და მაგნიტური (H_x, H_y, H_z) მდგენელები. მათი მნიშვნელობები დამოკიდებულია გეომაგნიტური და ტელურული ველების ინტენსიურობასა და შემცველი გარემოს ელექტრომაგნიტურ პარამეტრებზე.

დაძაბულობის ვექტორის სიდიდე განსაზღვრავს პოტენციალთა სხვაობის მნიშვნელობას გაზომვის ორ წერტილს შორის. იმ ადგილებში, სადაც კარგი გამტარობის მცირე სიმძლავრის დანალექი წყებაა გადაფარავს მაღალი წინაღობის მქონე კრისტალურ ფუნდამენტს, ტელურული დენის დაძაბულობის მნიშვნელობა აღწევს 3—10 მვ/კმ-ზე, ხოლო ცუდი გამტარი დანალექი ფენის დიდი სიმძლავრის შემთხვევაში მისი მნიშვნელობა არ აღემატება 0,5—1 მვ/კმ. აქედან გამომდინარე, ტელურული დენები კონცენტრირებულია კარგად გამტარ ობიექტებზე და ახდენს მაღალი წინაღობის ობიექტების გარსდენას.

ბრტყელი ელექტრომაგნიტური ტალღის ველი ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველია, რომლის ყველა კომპონენტი ტალღის გავრცელების მიმართულების მართობულ სიბრტყეში არ არის დამოკიდებული კოორდინატზე. აქედან გამომდინარე, თუ დეკარტეს მართკუთხა კოორდინატთა სისტემაში Z ღერძს შევუთავსებთ ტალღის გავრცელების მიმართულებას, მაშინ ელექტრული და მაგნიტური ველების დაძაბულობებს ექნება მხოლოდ ჰორიზონტალური E_x, E_y, U_x და U_y მდგენელები, ამ კომპონენტების შეფარდებას უწოდებენ იმპედანსს, ან ჭრილის ტალღურ წინაღობას და აღნიშნავენ Z ასოთი, ე. ი.

$$Z=E_x/H_y. \qquad \text{(XII.4)}$$

ჰორიზონტალურად ფენობრივი გარემოსათვის იმპედანსი რთული ფუნქციითაა დაკავშირებული ცალკეული ჰორიზონტების სიმძლავრეებთან (h_i), ამ ჰორიზონტების ტალღურ რიცხვთან ($_iK$) და სიხშირესთან.

იმპედანსს დედამიწის ზედაპირზე ეწოდება შესასვლელი იმპედანსი. თეორიულად დადგენილია, რომ შესასვლელი $Z(0)$ იმპედანსი გამოითვლება ფორმულით

$$|Z_{(0)}|^2=|E_x|^2/|H_y|^2=\rho/0{,}2\,T; \qquad \text{(XII.5)}$$

სადაც E_x-ის განზომილებაა მვ/კმ; H_y — მილიტესლა; T — წამი; ρ — ომ. მ.

§ 60. ხელოვნურად შექმნილი მუდმივი და ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველები

ელექტროძიების მეთოდთა დიდი უმრავლესობა დაფუძნებულია ხელოვნურად შექმნილი ელექტრომაგნიტური ველების შესწავლაზე დედამიწაში ხელოვნური ელექტრომაგნიტური ველები შეიძლება შეიქმნას სხვადასხვა გზით (გალვანური, ინდუქციური, შერეული).

გალვანური გზით ელექტრომაგნიტური ველი აღიგზნება დედამიწაში მუდმივი ან ცვლადი ელექტრული დენის გაშვებით. ამ შემთხვევაში დენის წყაროები შეიძლება იყოს მშრალი ელემენტების ბატარეები, სხვადასხვა ტიპის აკუმულატორები, მუდმივი და ცვლადი დენის გენერატორები.

ინდუქციური გზით ელექტრომაგნიტური ველი აღიგზნება სხვადასხვა ფორმისა და ზომის დაუმიწებელ კონტურებში ცვლადი დენის გაშვებით. ამ შემთხვევაში მიწაში აღიძვრება ინდუქციური დენი.

ელექტრომაგნიტური ველის შერეული გზით მიღება გულისხმობს გალვანური და ინდუქციური გზით მიღებული ველების სუპერპოზიციას. ამ შემთხვევაში დედამიწაში უშვებენ ცვლად დენს, რომელიც გალვანური გზით წარმოშობს ელექტრომაგნიტურ ველს. ეს უკანასკნელი კი დედამიწის ზედაპირზე განფენილ სხვადასხვა ფორმისა და ზომის დაუმიწებელ კონტურებში აღძრავს ინდუქციურ ველს. დედამიწაში გაშვებული დენის სიხშირე და ფორმა სხვადასხვაა იმის მიხედვით, თუ რა გეოლოგიური ამოცანაა გადასაწყვეტი. სიხშირე შეიძლება იცვლებოდეს ნულიდან (მუდმივი დენი) ასეულ მეგაჰერცამდე (ელექტროძიების მაღალსიხშირულ მეთოდებში).

ხელოვნურად შექმნილ ელექტრომაგნიტურ ველებში იზომება იგივე სიდიდეები, რაც ბუნებრივ ველებში — პოტენციალი და პოტენციალის გრადიენტი; მისი ნამდვილი და წარმოსახვითი მდგენელები; ელექტრული და მაგნიტური ველის დაძაბულობის ამპლიტუდები და ფაზები; პოლარიზაციის ველის ელემენტები და სხვ.

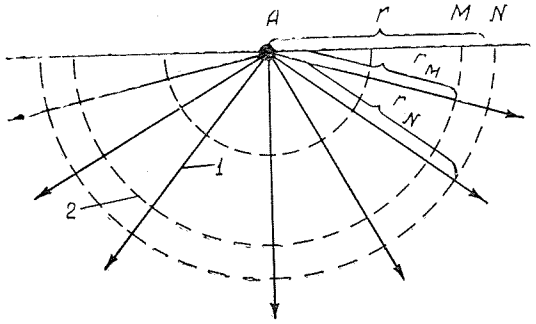
მუდმივი ელექტრული ველის მეთოდებს მიეკუთვნება ვერტიკალური და დიპოლური ელექტრული ზონდირება (ვეზ და დეზ), ელექტრული პროფილირება (ეპ) და დამუხტული სხეულის მეთოდი. ამ შემთხვევებში ელექტრული ველი აღიგზნება გალვანურად, დედამიწაში მუდმივი დენის გაშვებით.

დენის წყაროს მიერ შექმნილი ველი განსხვავებულ გეოლოგიურ პირობებში განსხვავებულად გამოვლინდება: ეს ნიშნავს, რომ წყაროს მიერ აღძრულ რაღაც მუდმივ ველს ემატება ანომალიური ველი, რომელიც ასახავს მოცემული გარემოს თვისებებს. ელექტროძიება გულისხმობს რეგისტრირებული ელექტრომაგნიტური ველის ჯამური ეფექტიდან ანომალიური ნაწილის გამოყოფას. ამისათვის საჭიროა ექსპერიმენტულად მიღებული ველი შევადაროთ ერთგვაროვან იზოტროპულ გარემოში შექმნილ ნორმალურ ველს.

§ 61. წერტილოვანი წყაროს ნორმალური ველი ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში

ველი, რომელიც იქმნება ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში დედამიწა-ჰაერის სწორ გამყოფ ზედაპირზე ერთი ან რამდენიმე დამიწებით, ითვლება ნორმალურ ველად. მუდმივი ელექტრული ველი მიიღება დედამიწაში დამიწებულ ელექტროდებში მუდმივი დენის გაშვებით. იმისდა მიხედვით, თუ როგორი ტიპის დამიწებასთან გვაქვს საქმე, ერთი და იმავე წყაროს მიერ შექმნილი ველი სხვადასხვანაირად გამოვლინდება.

ვთქვათ, ρ ხვედრითი ელექტრული წინაღობის მქონე ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში A წერტილიდან გადის I დენი. რადგან გარემო ერთგვაროვანი და იზოტროპიულია, დენი ყველა მიმართულებით თანაბრად ვრცელდება. ამ შემთხვევაში დენის ხაზები სწორი ხაზებია, რომლებიც გამოდის A წერტილიდან, ხოლო ეკვიპოტენციური ზედაპირები — კონცენტრულ ნახევარსფეროები, რომელთა ცენტრი მოთავსებულია A წერტილში. ეკვიპოტენციურ ზედაპირზე პოტენციალს აქვს მუდმივი მნიშვნელობა (ნახ. 63).



ნახ. 63. წერტილოვანი წყაროს ველი: 1. დენის ხაზები; 2—ეკვიპოტენციალური ხაზები

პოტენციალთა სხვაობა M და N წერტილებს შორის ან, რაც იგივეა, AM და AN რადიუსის ეკვიპოტენციურ ზედაპირებს შორის, ომის კანონის თანახმად, გამოითვლება ფორმულით

$$\Delta U = IR, \tag{XII.6}$$

სადაც I არის A წყაროს მიერ შექმნილი დენი, ხოლო R — ნახევრად სფერული ფორმის მქონე გარემოს წინაღობა. ეს წინაღობა გამოითვლება ფორმულით

$$R = \rho \frac{l}{S}, \tag{XII.7}$$

სადაც ρ არის გარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობა; l — მანძილი მეზობელ ეკვიპოტენციურ ზედაპირებს შორის ($l = AN - AM = \Delta r$); S — ნახევარსფერული კვეთის ფართობი $S = 2\pi r^2$ $\left(r = AM + \frac{AN - AM}{2}\right)$. აქედან გამომდინარე,

$$R = \rho \frac{\Delta r}{2\pi r^2} = \frac{\rho}{2\pi} \frac{AN - AM}{AM^2 + AM(AN - AM)\left(\frac{AN - AM)}{2}\right)^2}.$$

რამდენადაც $AN - AM$ ბევრად ნაკლებია AM-ზე, $\frac{(AN - AM)^2}{2}$-ის მნიშვნელობა შეიძლება უგულებელვყოთ, მაშინ

$$R = \frac{\rho}{2\pi} \frac{AN - AM}{AM^2 + AM(AN - AM)} = \frac{\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right). \tag{XII.8}$$

(XII. 8)-ის (XII. 6)-ში შეტანით მივიღებთ

$$\Delta U = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right). \tag{XII.9}$$

ეს ფორმულა საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ A წერტილოვანი წყაროს მიერ შექმნილი პოტენციალთა სხვაობა ორ წერტილს შორის, თუ ცნობილია გარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობა და მანძილები დენის წყაროსა და დგომის წერტილებს შორის.

როცა $AN \to \infty$, მაშინ გამოითვლება A წყაროს მიერ შექმნილი პოტენციალის მნიშვნელობა M წერტილში

$$U_M = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{AM}. \tag{XII.10}$$

ზოგადი სახით განტოლება შეიძლება ჩავწეროთ შემდეგნაირად:

$$U_{\text{м}}=\frac{\rho I}{2\pi}\ \frac{1}{r}, \qquad \text{(XII.11)}$$

სადაც r არის მანძილი გაზომვის წერტილიდან წყარომდე.

თუ ველი გათვლილია მთლიანად სივრცისათვის, მაშინ (XII. 11) განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$U_{\text{м}}=\frac{\rho I}{4\pi}\ \frac{1}{r} \qquad \text{(XII.12)}$$

(XII. 11) ფორმულით შეიძლება გამოვთვალოთ ელექტრული ველის დაძაბულობა

$$\vec{E}=-\partial U/\partial r=\frac{\rho I}{2\pi}\ \frac{1}{r^2}. \qquad \text{(XII.13)}$$

ომის კანონის თანახმად, ელექტრული ველის სიდიდე ნებისმიერ წერტილში ტოლია გარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობისა და დენის სიმკვრივის ნამრავლისა

$$\vec{E}=\vec{j}\,\rho. \qquad \text{(XII.14)}$$

(XII. 13) და (XII. 14) ფორმულებიდან მივიღებთ

$$j=\frac{I}{2\pi r^2}, \qquad \text{(XII.15)}$$

ე. ი. დენის სიმკვრივე დღიური ზედაპირის ნებისმიერ წერტილში წყაროს მიერ მოცემული დენის ძალისა და ნახევარსივრცის ფართობის ტოლია.

ელექტროძიებაში პოტენციალის ან პოტენციალთა სხვაობის მნიშვნელობა იზომება დღიურ ზედაპირზე. ისმის კითხვა, დღიური ზედაპირიდან რა სიღრმემდე შეგვიძლია შევისწავლოთ გეოელექტრული ჭრილი. ამისათვის დენის სიმკვრივე საძიებელ სიღრმეზე ($\vec{j}_h$) უნდა შევაფარდოთ დღიურ ზედაპირზე დენის სიმკვრივესთან ($\vec{j}_0$).

თუ კოორდინატთა სათავეს მოვათავსებთ წყაროს დამიწების წერტილში და x ღერძს მივმართავთ წყაროსა და გაზომვის წერტილების შემაერთებელი ხაზის გასწვრივ, მაშინ

$$j_0=I/2\pi x^2; \qquad \text{(XII.16)}$$

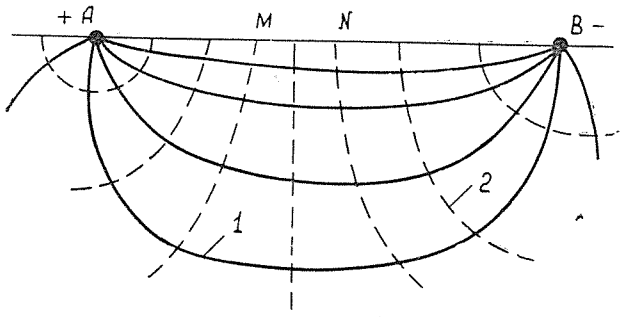
$$j_h=I/2\pi (x^2+h^2). \qquad \text{(XII.17)}$$

(XII. 17)-ისა და XII. 16)-ის შეფარდებით გამოდის, რომ

$$\frac{j_h}{j_0}=\frac{1}{\left(1+\frac{h^2}{x^2}\right)}. \qquad \text{(XII.18)}$$

რაც მეტია ამ შეფარდების მნიშვნელობა, ანუ რაც მეტია დენის სიმკვრივე საძიებელ სიღრმეზე, მით უფრო ზუსტად განისაზღვრება გეოელექტრული ჭრილის ელექტრომაგნიტური პარამეტრები.

დავუშვათ, დედამიწაში ელექტრული დენი ერთდროულად აღიძვრება ორი A და B ელექტროდით (ნახ. 64).



ნახ. 64. 1. დენის ხაზები; 2. ეკვიპოტენციალური ხაზები

ამ შემთხვევაში თვლიან, რომ A ელექტროდი მიერთებულია დენის წყაროს დადებით, ხოლო B ელექტროდი — უარყოფით პოლუსთან. მაშინ გაზომვის ნებისმიერ M წერტილში, სუპერპოზიციის თანახმად, პოტენციალი გამოითვლება ფორმულით

$$U_{(\text{м})}=U_{A(\text{м})}+U_{B(\text{м})}, \qquad \text{(XII.19)}$$

სადაც

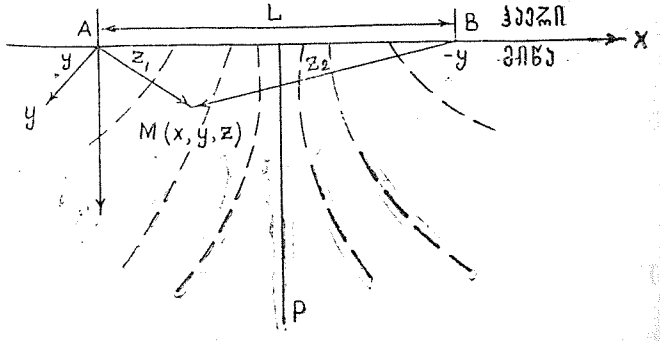
$$U_{A(\text{м})}=I\rho/2\pi r_1^2; \qquad \text{(XII.20)}$$

$$U_{B(\text{м})}=I\rho/2\pi r_2^2. \qquad \text{(XII.21)}$$

აქ r_1 და r_2 არის მანძილები შესაბამისად A და B ელექტროდებიდან გაზომვის წერტილამდე. ამგვარად,

$$U_{(\text{м})}=\frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1}-\frac{1}{r_2}\right). \qquad \text{(XII.22)}$$

კოორდინატთა სათავე მოვათავსოთ A წერტილში და მანძილი A-სა და B-ს შორის აღვნიშნოთ L-ით (ნახ. 65), მაშინ



ნახ. 65.

$$r_1=\sqrt{x^2+y^2+z^2}\,; \tag{XII.23}$$

$$r_2=\sqrt{(x-L)^2+y^2+z^2}\,. \tag{XII.24}$$

(XII. 23) და (XII. 24) ფორმულების (XII. 18) ფორმულაში შეტანით და შემდეგი მარტივი გარდაქმნით მივიღებთ

$$\frac{j_h}{j_0}=\frac{1}{\left[1+\left(\frac{2z}{L}\right)^2\right]^{3/2}}. \tag{XII.25}$$

ეს ფორმულა გვიჩვენებს, რომ რაც მეტია მანძილი A და B ელექტროდს შორის, მით უფრო მეტ სიღრმეზე ჩადის დედამიწაში ელექტრული დენი. გამოთვლილია, რომ ერთგვაროვან ნახევარსივრცეში ჩაწვდომის სიღრმე (Z) აღწევს $\frac{AB}{2}$-ს. $\frac{AB}{2}$ სიდიდე ითვლება მუდმივი დენის ჩაწვდომის სიღრმედ და იგი ფართოდ გამოიყენება ელექტროძიების თეორიაში.

ზემოთ მოცემული ფორმულები მართებულია წერტილოვანი წყაროებისათვის (დამიწებისათვის). ელექტროძიებაში წერტილოვან წყაროდ (დამიწებად) ითვლება ისეთი წყარო, რომლის ზომები გაცილებით მცირეა ამ წყაროდან დგომის წერტილამდე მანძილთან შედარებით.

§ 62. ბარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობის განსაზღვრა

მუდმივი დენის მეთოდებით ელექტროძიების დროს საველე პირობებში იზომება დენის ძალა მკვებავ ელექტროდებსა (A, B) და პოტენციალთა სხვაობა მიმღებ ელექტროდებს (M, N) შორის, რაც სავსებით საკმარისია ხვედრითი ელექტრული წინაღობის გამოსათვლელად. კვლევის მეთოდები, რომლებიც ემყარება გარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობის შესწავლას, ცნობილია წინაღობის მეთოდების სახელწოდებით.

ელექტროძიების პრაქტიკაში ფართოდ გამოიყენება წინაღობის მეთოდის სხვადასხვა ვარიანტი. ხვედრითი ელექტრული წინაღობა შეიძლება გაიზომოს სხვადასხვა დანადგარით. ელექტროძიებაში ტერმინი დანადგარი აღნიშნავს მიმღები და მკვებავი ელექტროდების სივრცეში განლაგებას.

ელექტროძიების დროს დენს დედამიწაში უშვებენ წყაროს ორ განსხვავებულ პოლუსთან მიერთებულ A და B ელექტროდით, რომელთაც მკვებავ ელექტროდებს უწოდებენ, ხოლო პოტენციალთა სხვაობას ზომავენ M და N ელექტროდებს შორის, რომელთაც მიმღებ ელექტროდებს უწოდებენ. როცა ერთი მკვებავი (B) და ერთი მიმღები (N) ელექტროდი გადატანილია უსასრულობაში, დანადგარს ეწოდება $AM(B,N\to\infty)$ ორელექტროდიანი. ასეთი დანადგარის შემთხვევაში გარემოს წინაღობა გამოითვლება ფორმულით

$$\rho=2\pi AM\,\frac{\Delta U}{I}=K\,\frac{\Delta U}{I}, \tag{XII.26}$$

სადაც K არის დანადგარის კოეფიციენტი ($K=2\pi\cdot AM$). იგი იზომება მეტრობით. ხვედრითი ელექტრული წინაღობის მნიშვნელობას ანგარიშობენ ომმ-ობით.

სამელექტროდიანი დანადგარისათვის B ელექტროდი გადატანილია უსასრულობაში და მისი გავლენა M და N წერტილებს შორის პოტენციალთა სხვაობაზე პრაქტიკულად შეიძლება უგულებელვყოთ—$AMN(B\to\infty)$. ამ დროს

$$\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}} \cdot \frac{\Delta U}{I} = \frac{2\pi AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I}, \qquad \text{(XII.27)}$$

სადაც

$$K = \frac{2\pi AM \cdot AN}{MN},$$

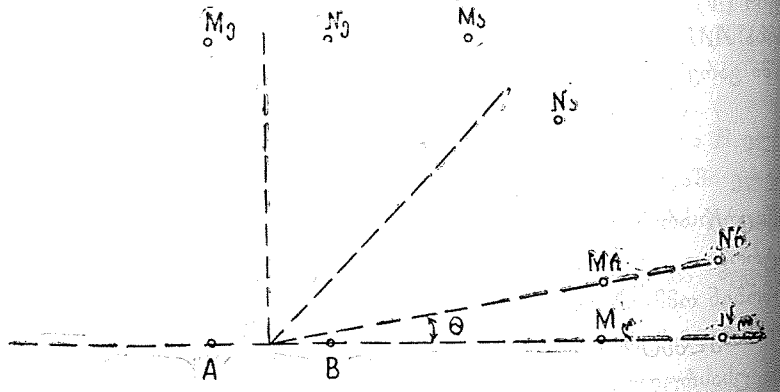
პრაქტიკაში ყველაზე მეტად გავრცელებულია სიმეტრიული ოთხელექტროდიანი $AMNB$ დანადგარი. ამ შემთხვევაში

$$\rho = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \cdot \frac{\Delta U}{I} = \frac{\pi AM \cdot AN}{MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I}, \qquad \text{(XII.28)}$$

სადაც

$$K = \frac{\pi AM \cdot AN}{MN}.$$

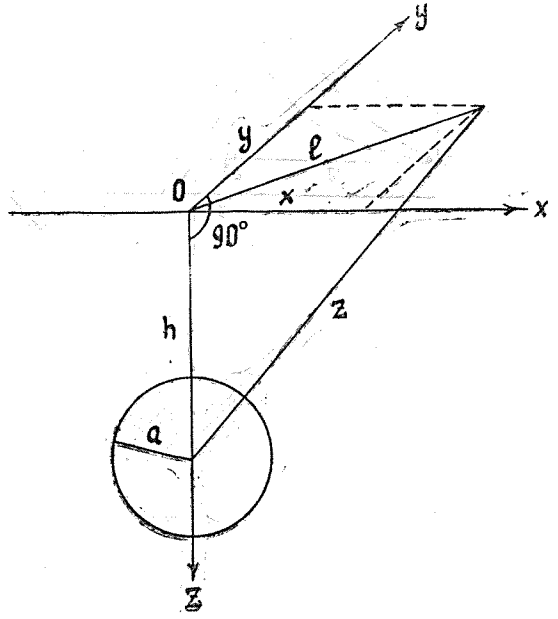
როგორც ჩანს, ყველა დანადგარისათვის $\rho = K\frac{\Delta U}{I}$. ღრმად მდებარე ჰორიზონტების ძიებისათვის მიმართავენ დიპოლურ ელექტრულ ზონდირებას (დეზ). დიპოლური დანადგარის განლაგება ნაჩვენებია 66-ე ნახაზზე.



ნახ. 66. დიპოლური დანადგარის სხვადასხვა სახე

დამუხტული სხეულის მეთოდის არსი მდგომარეობს შემდეგში: ერთ-ერთ ელექტროდს ამიწებენ უშუალოდ მადანში და მასში უშვებენ ელექტრულ დენს. რამდენადაც ამ სხეულის გამტარობა გვერდით გარემოსთან შედარებით გაცილებით მაღალია, სხეულის ყველა წერტილის პოტენციალი პრაქტიკულად ღებულობს ერთსა და იმავე მნიშვნელობას.

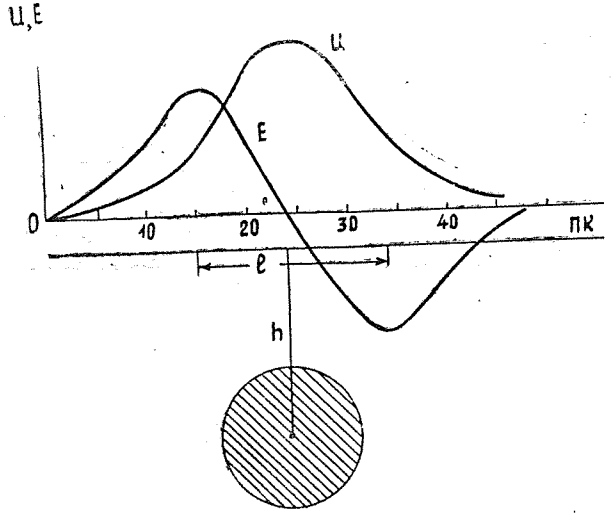
დამუხტული სხეულის ელექტრული ველის მნიშვნელობის გამოთვლისათვის საჭიროა ამ სხეულებს მივცეთ მარტივი გეომეტრიული



ნახ. 67

ფორმა. ყველაზე მოსახერხებელია დამუხტული სხეულის ელექტრული ველის გამოთვლა სფეროსათვის. ამ შემთხვევაში დამუხტული სხეულით შექმნილი ველი ანალოგიურია წერტილოვანი წყაროს მიერ შექმნილი ელექტრული ველისა.

ვთქვათ, a რადიუსის მქონე დამუხტული სხეული (სფერო) დღიური ზედაპირიდან ჩაწოლილია h სიღრმეზე და საჭიროა გამოითვალოს მის მიერ შექმნილი ველი დღიური ზედაპირის რომელიღაც M წერტილში. თუ კოორდინატთა სათავეს მოვათავსებთ დღიურ ზედაპირზე სფეროს ეპიცენტრში (ნახ. 67), მაშინ მიწა-ჰაერის გამყოფი ზედაპირის გავლენის გათვალისწინებით, სფეროს პოტენციალი გამოითვლება შემდეგნაირად:



ნახ. 68. დამუხტული სხეულის U და E გრაფიკები

$$U=\frac{I\rho}{2\pi}\,\frac{1}{\sqrt{x^2+y^2+z^2}}=\frac{I\rho}{2\pi}\,\frac{1}{\sqrt{l^2+h^2}}, \qquad \text{(XII.29)}$$

სადაც $l=\sqrt{x^2+y^2}$ არის მანძილი ეპიცენტრიდან დგომის წერტილამდე. დამუხტული სხეულის ველის დაძაბულობა გამოითვლება ფორმულით

$$\vec{E}=-\partial U/\partial l=\frac{I\rho}{2\pi}\,\frac{l}{(l^2+h^2)^{3/2}} \qquad \text{(XII.30)}$$

დამუხტული სხეულის პოტენციალისა და დაძაბულობის გრაფიკები ნაჩვენებია 68-ე ნახაზზე, სადაც სფეროს ეპიცენტრში პოტენციალს აქვს მაქსიმუმი. ამ წერტილში დაძაბულობა ნულის ტოლია. მას დამუხტული სხეულის ორივე მხარეს აქვს ორი ექსტრემუმი ($E_{მაქს}$ და $E_{მინ}$). ექსტრემუმებს შორის მანძილი დამოკიდებულია სხეულის ჩაწოლის სიღრმეზე, სფეროსათვის $l=h\sqrt{2}$.

იზომეტრიული ფორმის სხეულისათვის E-სა და U-ს გრაფიკები სიმეტრიულია. თუ დამუხტულ სხეულს აქვს ხაზოვანი ფორმა, მაშინ მის მიერ შექმნილი ველის გამოსათვლელად, წაგრძელებული ფორმის სხეულს დაყოფენ ცალკეულ ელემენტარულ ნაწილაკებად, ცალ-ცალკე გამოთვლიან ამ ნაწილაკების ველს, როგორც წერტილოვანი წყაროების ველს და შემდეგ შეკრებენ ამ ველებს.

ანალოგიური გზით გამოითვლება დამუხტული სხეულის მაგნიტური ველი.

§ 64. დაბალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველი

ხელოვნური წარმოშობის დაბალსიხშირულ ელექტრომაგნიტურ ველში სიხშირის დიაპაზონი იცვლება ჰერცის მეასედიდან კილოჰერცამდე. ასეთი სიხშირის ელექტრომაგნიტური ველის პარამეტრების შესწავლაზე დაფუძნებულია ძიების დაბალსიხშირული ელექტრომაგნიტური მეთოდები, რომელთაგან ძირითადია ინდუქციური მეთოდი და გარდამავალი პროცესების მეთოდი. ძალიან დაბალ სიხშირეებზე, როცა გამტარობის დენი ბევრად მეტია წანაცვლების დენზე, დაბალსიხშირულ ელექტრომაგნიტურ ველებს კვაზისტაციონარულ ველებს უწოდებენ. ელექტროძიების დაბალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველის მეთოდებით შეისწავლება ორი სახის ველი — ჰარმონიულად ცვლადი და საფეხურებრივად ცვლადი ველი.

ჰარმონიულად ცვლადი ველი დროში იცვლება სინუსოიდური ან კოსინუსოიდური კანონით

$$\vec{H}=H_0\cos(\omega t+\psi_H); \qquad \text{(XII.31)}$$

$$\vec{E}=E_0\cos(\omega t+\psi_E); \qquad \text{(XII.32)}$$

$$\vec{j}=j_0\cos(\omega t+\psi j). \qquad \text{(XII.33)}$$

ფორმულები გვიჩვენებს, რომ $\vec{H}$ მაგნიტური და $\vec{E}$ ელექტრული ველის დაძაბულობისა და დენის $\vec{j}$ სიმკვრივის მყისიერი მნიშვნელობა რომელიმე t მომენტში დამოკიდებულია იმავე სიდიდეების ამპლიტუდურ მნიშვნელობებზე (H_0, E_0, j_0), კუთხურ სიხშირეზე (ω) და შესაბამის საწყის ფაზაზე (ψ_H, ψ_E, ψ_j).

ერთგვაროვანი ჰარმონიულად ცვლადი ველი ეწოდება ისეთ ველს, რომელიც დროში იცვლება ჰარმონიული კანონით და რომლის კომპონენტები საკვლევი უბნის ყველა წერტილისათვის ერთნაირია. ასეთ ველს ქმნის ვერტიკალური მაგნიტური და ჰორიზონტალური ელექტრული დიპოლები.

საფეხურებრივად ცვლადი ველი ხასიათდება მაგნიტური ველის მუდმივობით რაღაც $t=0$ მომენტამდე და მისი გაქრობით $t \geqslant 0$ მომენტის შემდეგ. უმარტივესი ტიპის საფეხურებრივად ცვლადი ველი აღიძვრება დამიწებულ სადენებში ან დაუმიწებელ კონტურში ცვლადი I დენის გაშვებით $t=0$ მომენტამდე. დენის გამორთვის შემდეგ დედამიწაში აღძრული ელექტრომაგნიტური ველი დენის წყაროსთან ახლოს ქრება არა მყისიერად, არამედ თანდათანობით. ჩაცხრობის დროის ხანგრძლიობა დამოკიდებულია იმ გარემოს თვისებებზე, რომელშიაც ეს ველი აღიძვრება. ამ პროცესს ეწოდება ველის დამყარების პროცესი და იგი საფუძვლად უდევს ძიების მეთოდს, რომელიც ელექტროძიებაში გარდამავალი ან ველის დამყარების მეთოდის სახელწოდებითაა ცნობილი.

§ 65. მაღალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველი

ხელოვნური წარმოშობის მაღალსიხშირულ ელექტრომაგნიტურ ველში სიხშირის დიაპაზონი იცვლება ათეულ კილოჰერციდან ათეულ მეგაჰერცამდე. ასეთი სიხშირის ელექტრომაგნიტური ველის პარამეტრების შესწავლაზე დაფუძნებულია ძიების მაღალსიხშირული ელექტრომაგნიტური მეთოდები, რომელთაგან ძირითადია რადიოტალღური პროფილირების (რადიოკომპირაციული მეთოდი, რადიოკიპი), რადიოტალღური გაშუქებისა და რადიოტალღური ზონდირების მეთოდები.

მაღალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველების აგზნება ხორციელდება პორტატული გადამცემებით ან სპეციალური რადიოსადგურებით. დღიურ ზედაპირზე და სამთო გამონამუშევრებში ელექტრული და მაგნიტური მიმღები ანტენების საშუალებით იზომება ელექტრომაგნიტური ველის პარამეტრები.

რადიოტალღების მეთოდების თეორია ემყარება ელექტრომაგნიტური ველის შთანთქმისა და ინდუქციის მოვლენებს. რამდენადაც მაღალი სიხშირის დიაპაზონში ტალღის სიგრძე გაცილებით მცირეა წყაროდან დგომის წერტილამდე მანძილთან შედარებით, მაღალი სიხშირის ელექტრომაგნიტურ ველზე გარემოს პარამეტრებთან (γ, μ, ε) ერთად დიდ გავლენას ახდენს წანაცვლების დენები.

იმ შემთხვევაში, როცა ელექტრომაგნიტური ველის წყაროს წარმოადგენენ რადიოსადგურები, რომლებიც დგომის წერტილიდან დაშორებულია ასეული და ათასეული კმ-ით, გაზომვის წერტილში ელექტრომაგნიტური ველი შეიძლება ჩაითვალოს ბრტყელი ტალღის ველად. ამ ველის ელექტრული და მაგნიტური კომპონენტების ამპლიტუდური მნიშვნელობა განისაზღვრება ფორმულებით

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-br}; \qquad \text{(XII.34)}$$

$$\vec{H} = \vec{H}_0 e^{-br}. \qquad \text{(XII.35)}$$

ორივე შემთხვევაში ელექტრული და მაგნიტური ველის დაძაბულობის ამპლიტუდური მნიშვნელობები შემცირდება გეოლოგიური გარემოს მიერ ენერგიის შთანთქმის ხარჯზე და განისაზღვრება e^{-br}-ით, სადაც b — შთანთქმის კოეფიციენტი — დამოკიდებულია ტალღის სიხშირეზე, გარემოს ხვედრით ელექტრულ წინაღობაზე, დიელექტრიკულ და მაგნიტურ შეღწევადობაზე. ენერგიის შთანთქმა იზრდება ტალღის სიხშირისა და იმ გარემოს გამტარობის გაზრდით, რომელშიაც ეს ტალღა ვრცელდება.

სკინეფექტისა და ელექტრომაგნიტური ველის შთანთქმის გამო მაღალსიხშირული მეთოდებით ძიების სიღრმე დიდი არ არის; ძალიან მაღალი წინაღობის ქანებშიაც კი იგი არ აღემატება რამდენიმე ასეულ მეტრს.

§ 66. ხელოვნურად პოლარიზებული სხეულების ფიზიკურ-ქიმიური წარმოშობის ელექტრული ველი

დედამიწაზე ხელოვნურად აღძრული ელექტრული ველი ქანებში და, განსაკუთრებით, მადნებში იწვევს ფიზიკურ-ქიმიურ პროცესებს, ახდენს მათ პოლარიზაციას, რაც ხდება მეორადი წარმოშობის

ელექტრული ველების აღძვრის მიზეზი. ასეთი წარმოშობის ველების სტრუქტურისა და ბუნების შესწავლაზეა დაფუძნებული ელექტროძიების მეთოდები: გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდი, მეტალთა ნაწილობრივი ამოკრეფის მეთოდი, პოლარიზაციული მრუდების კონტაქტური ხერხი, დამყარებისა და გარდამავალი პროცესების მეთოდი და სხვ.

ქანებში მუდმივი ან ძალიან დაბალი სიხშირის ცვლადი დენის გაშვებით აღიძვრება ფიზიკურ-ქიმიური პროცესი, რომელიც იწვევს ეგრეთწოდებულ გამოწვეული პოლარიზაციის მოვლენას. მისი არსი მდგომარეობს შემდეგში: დენის გაშვებით ელექტრონული და იონური გარემოს საზღვარზე ან მყარი და თხევადი ფაზის საზღვარზე ჩნდება ორმაგი ელექტრული ფენა, რაც ნიშნავს გარემოს პოლარიზაციას.

მაპოლარიზებელი $\vec{E}$ ველი ამ შემთხვევაში არის პირველადი ველისა და მეორეული — პოლარიზებული სხეულით გამოწვეული $\vec{E}_{გ.ა}$ ველების ჯამი

$$\vec{E}=\vec{E}_0+\vec{E}_{გ.ა.}, \qquad \text{(XII.36)}$$

აქედან

$$E_{გ.ა.}=\vec{E}-\vec{E}_0. \qquad \text{(XII.37)}$$

ანალოგიურად

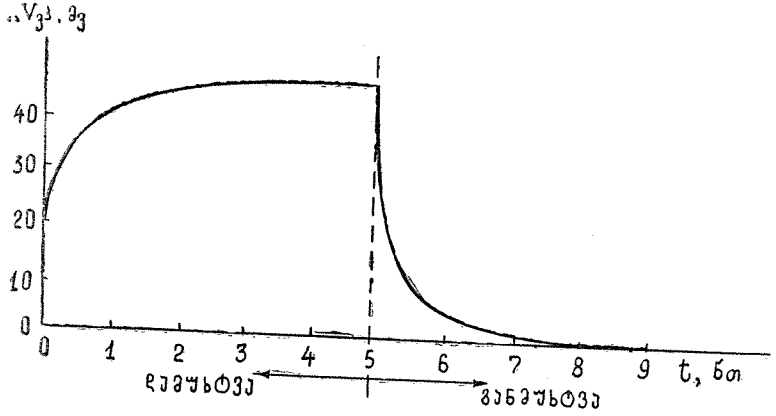
$$U_{გ.ა.}=U-U_0. \qquad \text{(XII.38)}$$

გამოწვეული პოლარიზაციის არსებობა გამოიხატება იმით, რომ მკვებავ წრედში დენის გამორთვის შემდეგ მიმღები MN ელექტროდებზე პოტენციალთა სხვაობა ეცემა არა მყისიერად, არამედ თანდათანობით (ნახ. 69).

გამოწვეული პოლარიზაციის ინტენსიური ველი აღიძვრება გარემოში, რომელიც შეიცავს ელექტრონული გამტარობის მინერალებს. ასეთ გარემოში დენის გავლისას მიმდინარეობს პროცესები, რომლებიც აკუმულატორის დამუხტვის დროს მიმდინარე პროცესების მსგავსია. ხსნარები და მინერალები მუდმივი დენის მოქმედებით იმუხტება, ხოლო დენის გამორთვის შემდეგ გარკვეულ დროში განიმუხტება.

გარემოში, სადაც ქანთმაშენი მინერალები დენს ცუდად ატარებს, გამოწვეული პოლარიზაცია განპირობებულია იონების დიფუზიით, ადსორბციითა და სხვა პროცესებით.

გამოწვეული პოტენციალის სიდიდე გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე პოტენციალთა სხვაობა წრედში დენის არსებობის მომენტში და იგი დამოკიდებულია გარემოს პოლარიზებადობის თვისებებზე



ნახ 69. გამოწვეული პოლარიზაციის პოტენციალის დამოკიდებულება დამუხტვასა და განმუხტვაზე

$$\Delta U_{გ.ა.}=\eta\Delta U, \qquad \text{(XII.39)}$$

სადაც η კოეფიციენტი ახასიათებს ქანების პოლარიზებადობის ხარისხს. η-ს მნიშვნელობას გამოხატავენ პროცენტობით

$$\eta=\frac{\Delta U_{გ.ა.}}{\Delta U}100\%. \qquad \text{(XII.40)}$$

გამოწვეული პოლარიზაციის მაღალი მნიშვნელობით ხასიათდება ჩაწინწკლული ტიპის სულფიდური მინერალები.

§ 67. ელექტროძიების მეთოდების კლასიფიკაცია

ელექტროძიების მეთოდების კლასიფიკაცია დაფუძნებულია სხვადასხვა პრინციპზე. უმარტივესი კლასიფიკაციით ელექტროძიება იყოფა ორ ნაწილად: მუდმივი დენის მეთოდები და ცვლადი დენის მეთოდები. მათი კლასიფიკაცია შეიძლება შემდეგი ნიშნების მიხედვითაც:

1. გეოფიზიკური სამუშაოების ხასიათის მიხედვით (მიწისქვეშა, მიწისზედა, აკვალური, საჰაერო ელექტროძიებები).

2. ელექტრომაგნიტური ველის სიხშირის მიხედვით (მუდმივი დენის მეთოდები, დაბალსიხშირული ცვლადი დენის მეთოდები; მაღალსიხშირული ცვლადი დენის მეთოდები, ფიზიკურ-ქიმიური გზით წარმოშობილი ველების მეთოდები);

3. გადასაწყვეტი ამოცანის ხასიათის მიხედვით (სტრუქტურული, მადნური, საინჟინრო-ჰიდროგეოლოგიური);

4. ელექტრომაგნიტური ველის აგზნების ტიპის მიხედვით (გალვანური, ინდუქციური, შერეული);

5. გეოელექტრული ჭრილის ხასიათის მიხედვით (ზონდირების, პროფილირების მეთოდები).

თავი XIII

ელექტროსაძიებო აპარატურა

ძიების გეოფიზიკურ მეთოდებს შორის ელექტროძიება გამოირჩევა საძიებო მეთოდების მრავალფეროვნებით. აქედან გამომდინარე, მრავალფეროვანია ელექტროსაძიებო აპარატურაც, რომლებიც სქემებით, კონსტრუქციითა და მუშაობის პრინციპით ხშირად ერთმანეთისაგან მკვეთრად განსხვავდება.

როგორც აღვნიშნეთ, ელექტროძიებაში გამოყენებულია მუდმივი და ცვლადი დენის მეთოდები. ორივე შემთხვევაში საძიებო აპარატურის კომპლექსში შედის დენის წყაროები (გენერატორული დანადგარები, აკუმულატორთა სისტემა, მშრალი ანოდური ბატარეები), საზომი ანუ სარეგისტრაციო ხელსაწყოები; დასამიწებელი ელექტროდები და დაუმიწებელი კონტურები ველის გალვანური ან ინდუქციური აგზნებისათვის; სხვადასხვა ტიპის ანტენები ველის ელექტრული და მაგნიტური მდგენელების გაზომვისათვის; დამხმარე აღჭურვილობა (იზოლირებული გამტარები, კოჭები და სხვ.).

ელექტროსაძიებო აპარატურა შეიძლება დავყოთ სამ ჯგუფად: პორტატული გადასატანი აპარატურა; ელექტროსაძიებო სადგურები; აეროელექტროსაძიებო სადგურები.

მუდმივი დენის მეთოდებით ელექტროძიების დროს იზომება მკვებავ წრედში დენის ძალა (I) და მიმღებ წრედში პოტენციალთა სხვაობის (ΔU) სიდიდე. არსებობს მათი გაზომვის ოთხი ძირითადი ხერხი: კომპენსაციური, ავტოკომპენსაციური, ოსცილოგრაფიული, კომპარაციული.

კომპენსაციური გაზომვის ხერხი დამყარებულია გასაზომ და ცნობილ პოტენციალთა სხვაობის ურთიერთ შედარებაზე. ძირითადად ეს ხერხია გამოყენებული ყველა გადასატანი ტიპის ელექტროსაძიებო აპარატურის მუშაობის პრინციპში.

ავტოკომპენსაციური გაზომვის ხერხი კომპენსაციურისაგან განსხვავდება მხოლოდ იმით, რომ მაკომპენსირებელ პოტენციალთა სხვაობა ხელსაწყოში შეირჩევა ავტომატურად, ე. ი. ოპერატორისაგან დამოუკიდებლად.

ოსცილოგრაფიული გაზომვის ხერხის შემთხვევაში საზომ ხელსაწყოდ გამოყენებულია მიმღებ M და N ელექტროდებთან მიერთებული გალვანომეტრი. გალვანომეტრის მოქმედების პრინციპი დამყარებულია დენიანი გამტარის (ჩარჩოს) თვისებაზე — შემობრუნდეს მუდმივ მაგნიტურ ველში. შემობრუნების კუთხე ჩარჩოში გამავალი დენის ანუ ჩარჩოს ბოლოებზე მოდებული პოტენციალთა სხვაობის პროპორციულია. სინათლის წყაროდან წამოსული სხივი სარკიდან აირეკლება და დაეცემა მოძრავ ფოტოქაღალდზე. ნულოვანი ჩანაწერის ხაზიდან (როცა ჩარჩოში დენი არ გადის) ფოტოქაღალდზე სხივის ათინათის გადახრა სარკის მობრუნების კუთხის, ე. ი. ΔU_{MN}-ის პროპორციულია. ოსცილოგრაფიული გაზომვის ხერხი ფართოდ გამოიყენება ელექტროსაძიებო სადგურებში.

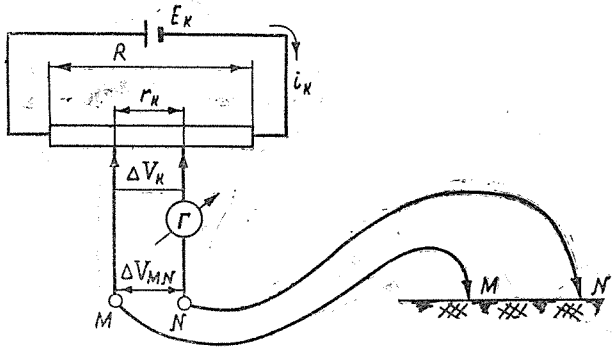
კომპარაციული გაზომვის ხერხი გულისხმობს გაზომილ პოტენციალთა სხვაობის (ΔU) შედარებას გრადუირებული დაძაბულობის წყაროს მიერ გამომუშავებულ ცნობილ პოტენციალთა სხვაობასთან. გაზომვის პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში: საზომ სქემაზე შექმნიან იმ პოტენციალთა სხვაობას, რომლის გაზომვაც არის საჭირო და ოსცილოგრამაზე განსაზღვრავენ ამ ძაბვით გამოწვეული იმპულსის სიდიდეს მილიმეტრებში (l_{MN}). ამის შემდეგ იმავე სქემით ოსცილოგრამაზე განსაზღვრავენ ცნობილი ძაბვით გამოწვეულ იმპულსის სიდიდეს მილიმეტრებში ($l_{ეტ}$), რის შემდეგაც ΔU_{MN}-ის მნიშვნელობა ადვილად მიიღება შემდეგი ფორმულით.

$$\Delta U_{MN} = \Delta U_{ეტ} \frac{l_{MN}}{l_{ეტ}}. \qquad \text{(XIII.1)}$$

უფრო რთული კომპარაციული სქემები გამოყენებულია ცვლადი დენის მეთოდების საძიებო აპარატურაში, სადაც გრადუირებული ძაბვა გამომუშავდება სპეციალური გენერატორებით.

გადასატანი ელექტროსაძიებო აპარატურით ძიების ჩაწვდომის სიღრმე შედარებით მცირეა. ამ ტიპის აპარატურა გამოირჩევა მარტივი კონსტრუქციითა და პორტატულობით. ისინი გამოიყენება როგორც მუდმივი, ისე ცვლადი დენის მეთოდებით ძიების დროს.

მუდმივი დენის მეთოდში ძირითადი საძიებო საშუალებაა ხელსაწყო, რომელიც ზომავს (U) პოტენციალთა სხვაობას და (I) დენის ძალას მიმღებ და მკვებავ წრედში. ამ მიზნით გამოიყენება სხვადასხვა სქემაზე დამყარებული აპარატურა. სამამულო წარმოების ხელსაწყოებიდან წლების განმავლობაში წარმატებით გამოიყენება ელექ-



ნახ. 70. პოტენციალთა სხვაობის გამზომი სქემა

ტროსაძიებო პოტენციომეტრი „ეპ"-1. მისი მუშაობის პრინციპული სქემა ძალიან მარტივია. ძირითადი ნაწილია საკომპენსაციო კონტური, რომელიც შედგება $E_ა$ ბატარეის, R წინაღობისა და Г გალვანომეტრისაგან (ნახ. 70).

თუ ხელსაწყოს M და N მომჭერებზე გარე წერტილიდან მოვდებთ ΔU_{MN} პოტენციალთა სხვაობას, გალვანომეტრის ისარი გადაიხრება. რეოსტატის საშუალებით $r_ა$ წინაღობის ბოლოებზე პოტენციალთა სხვაობა ($\Delta U_ა$) შეიძლება გაუტოლდეს MN მომჭერებზე პო-

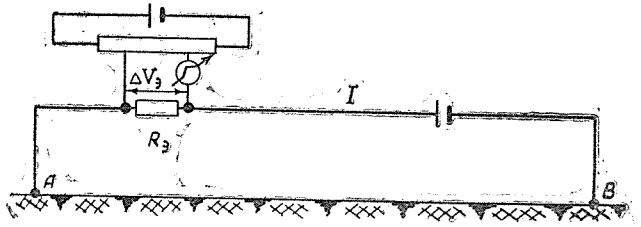
ტენციალთა სხვაობას (ΔU_{MN}) საწინააღმდეგო ნიშნით. ამ შემთხვევაში გალვანომეტრის ისარი აღარ გადაიხრება, რამდენადაც მომჭერებზე პოტენციალთა სხვაობა (ΔU_{MN}) კომპენსირდება წრედის შინაგან პოტენციალთა სხვაობით ($\Delta U_ა$).

კომპენსირებულ პოტენციალთა სხვაობა ($\Delta U_ა$) ადვილად გამოითვლება ომის კანონით

$$\Delta U_ა = i_ა \cdot r_ა = \frac{E_ა}{R} r_ა . \qquad \text{(XIII.2)}$$

კონტურის კვების წყაროს ელექტრომამოძრავებელი ძალა ($E_ა$) და წინაღობა (R) მუდმივი სიდიდეებია. $r_ა$ მნიშვნელობის ათვლით შესაბამისად აითვლება $\Delta U_ა$ მნიშვნელობა, რომელიც მომჭერებზე პოტენციალთა სხვაობის (ΔU_{MN}) ტოლია.

დენის ძალის გაზომვისათვის გამოიყენება იგივე საკომპენსაციო სქემა. ამ შემთხვევაში პოტენციალთა სხვაობა M და N მომჭერებზე



ნახ. 71. დენის ძალის გაზომვის სქემა

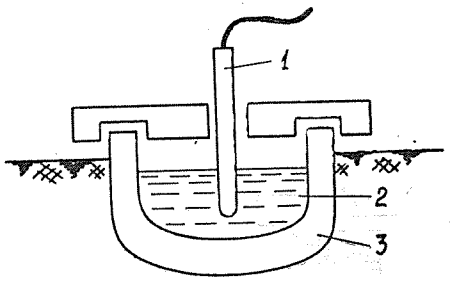
მოდის არა მიმღები MN ელექტროდებიდან, არამედ საეტალონო $R_ეს$ წინაღობის ბოლოებიდან, რომელიც AB კვების წყაროს მიმდევრობით მიუერთდება (ნახ. 71).

როცა $R_ეს$ წინაღობაში გადის I დენი, ომის კანონის თანახმად, მის ბოლოებზე პოტენციალთა სხვაობა

$$\Delta U_ეს = IR_ეს . \qquad \text{(XIII.3)}$$

მიმღებ ელექტროდებზე ბუნებრივი ელექტრული ველისა და ამ ელექტროდების პოლარიზაციის გამო პოტენციალთა სხვაობა შეიძლება არსებობდეს AB წრედში დენის გავლის გარეშეც. მას აკომპენსირებენ პოლარიზაციის კომპენსატორის საშუალებით (მუშაობის პრინციპი ანალოგიურია). ახდენენ რა ბემ-სა და ელექტროდების პოლარიზაციის კომპენსაციას პოლარიზაციის კომპენსატორით, AB წრედში რთავენ დენს, ზომავენ მის სიდიდეს და ამ პროცესის შედეგად აღძრულ პოტენციალთა სხვაობას ზემოთ აღწერილი საკომპენსაციო სქემით.

ამჟამად პრაქტიკაშია ისრიანი ელექტროკომპენსატორები („ესკ"-1, „აე"-72). ამ ხელსაწყოების სამუშაო სქემებში გამოყენებულია გამაძლიერებლები რადიომილაკებით („ესკ"-1) ან ტრანზისტორებით („აე"-72).



ნახ. 72. არაპოლარიზებადი ელექტროდი: 1. სპილენძის ღერო, 2. შაბიამნის ხსნარი, 3. ფოროვანი ჭურჭელი

საძიებო პრაქტიკაში ფართოდ გამოიყენება, აგრეთვე, აპარატურა, რომელიც, გარდა იმისა, რომ ზომავს პოტენციალთა სხვაობასა და დენის ძალას, დანადგარის კოეფიციენტი (K) გათვალისწინებით, პირდაპირ იძლევა მოჩვენებითი ხვედრითი ელექტრული წინაღობების ($\rho_ბ$) მნიშვნელობებს.

მუდმივი დენით ელექტროძიებაში დენის წყაროდ გამოიყენება მშრალი ანოდური ბატარეები.

სადენ მავთულებს უნდა ჰქონდეს დიდი მექანიკური გამძლეობა, კარგი იზოლაცია და დაბალი ელექტრული წინაღობა. დამიწებისათვის იყენებენ ლითონის ღეროს ელექტროდებს. მკვებავი ხაზის დამიწებისათვის გამოყენებულია რკინის ელექტროდები, ხოლო მიმღებ წრედში — სპილენძის ან თითბრის ელექტროდები, რომელთა პოლარიზაცია რკინის ელექტროდებთან შედარებით ბევრად ნაკლებია.

ელექტროდების პოლარიზაციას განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს ბუნებრივი ელექტრული ველის გაზომვის შემთხვევაში, ამიტომ ამ მეთოდით ძიებისას იყენებენ ეგრეთწოდებულ არაპოლარიზებად ელექტროდებს (ნახ. 72). მიწასთან კონტაქტი ამ შემთხვევაში ხდება შემდეგნაირად: მეტალი — იმავე მეტალის მარილის ხსნარი — მიწა. პრაქტიკაში გამოყენებულია სხვადასხვა კონსტრუქციის არაპოლარიზებადი ელექტროდები. კერამიკულ ჭურჭელში ჩასხმულია ელექტროლიტი (კონცენტრირებული შაბიამნის ხსნარი), რომელშიც ჩაშვებულია მეტალი. საველე სამუშაოებისათვის უნდა შეირჩეს ელექტროდები, რომელთა საკუთარი ელექტრომამოძრავებელი ძალა (ემძ) არ აღემატება 1—2 მვ და ხასიათდება დროში მდგრადობით.

დაუმყარებელი ველების შესწავლის მიზნით საძიებო გადასატანი აპარატურიდან სერიულად მზადდება ხელსაწყოები, რომლებიც ემყარება გარდამავალი პროცესების შესწავლას. ასეთებია „მპპო" და „მპპუ" ტიპის აპარატურა, რომელთა საშუალებით შეისწავლება გარდამავალი პროცესები.

გარდამავალი პროცესების აპარატურის კომპლექტში შედის გენერატორული და საზომი ბლოკი, კვების წყარო, დამამიწებელი კონტური (ჩარჩო). ამ ტიპის ხელსაწყოების გენერატორულ ბლოკში მოწყობილია სტაციონარული ტრანზისტორული კომუტატორი, რომელიც ახდენს კონტურში ბატარეის მყისიერად ჩართვას. საზომი ბლოკის საშუალებით შეიძლება გაიზომოს პოტენციალთა სხვაობა იმავე ან სხვა დაუმიწებელ კონტურში დენის გამორთვიდან 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 30, 45 წმ-ის შემდეგ.

დაბალსიხშირული ინდუქციური მეთოდებით (20—10000 ჰც) ელექტროძიებაში გამოიყენება აპარატურა, რომელთაგან აღსანიშნავია მოჩვენებითი წინაღობის საზომი აპარატურა (სხვადასხვა ტიპის „იკს"), ამპლიტუდურ-ფაზური („აფი"-4), ველის პოლარიზაციის ელიფსის („ეპპ"-1) საზომი აპარატურა და სხვ.

მოჩვენებითი წინაღობის გასაზომი ხელსაწყოებიდან საძიებო პრაქტიკაში განსაკუთრებით გამოიყენება „იკს"-50 კომპლექტი. მასში შედის ორი გენერატორი (ერთის სიმძლავრეა 1 ვტ, მეორის — 50 ვტ), სამი ერთნაირი მიკროვოლტმეტრი, კვების წყაროები და სხვა მოწყობილობები. გენერატორები დამონტაჟებულია ტრანზისტორებით და ხა-

სიათდება გამოსასვლელი დენის სიხშირისა და სიდიდის სტაბილურობით. მიკროვოლტმეტრი მუშაობს კომპარაციული პრინციპით. სპეციალური ბატარეის საშუალებით მუდმივი ძაბვა გადაჰყავთ 22,5 ჰც სიხშირის ცვლად ძაბვაში. ხელსაწყო უშუალოდ ითვლის $\frac{\Delta U}{I}$ ფარდობას და K კოეფიციენტის გათვალისწინებით მოჩვენებით ხვედრით ელექტრულ წინაღობას.

ამპლიტუდურ-ფაზური საზომი („აფი“-4), როგორც ხელსაწყოს სახელწოდებიდანაც ჩანს, გამოიყენება ამპლიტუდების შეფარდებისა და ფაზათა სხვაობის გასაზომად. AB სადენის ან მარყუჟის კვებისათვის გამოიყენება 75, 125, 375, 1125, 3375, 7500 ჰც სიხშირის ცვლადი დენი. „აფი“-4-ის კომპლექტში შედის ორი გენერატორი (სხვადასხვა სიმძლავრის) და აფიმეტრი. რადიომილაკებზე დამონტაჟებული გენერატორებით შეიძლება გამოვიმუშაოთ ერთ-ერთი ზემოაღნიშნული სიხშირის ცვლადი დენი. აფიმეტრი შედგება ორი გენერატორისა და საზომი პულტისაგან.

მაგნიტური ველის პოლარიზაციის ელიფსის დიდი და მცირე ღერძების განსაზღვრისათვის იყენებენ სპეციალურ „ეპპ“-1 ხელსაწყოს, რამდენადაც მაგნიტური ველი ელიფსურად პოლარიზებულია, მისი დაძაბულობის ჯამური ვექტორი თავისი ბოლოთი რხევის პერიოდში შემოწერს ელიფსს, რომლის დიდი ღერძი ახასიათებს ნორმალურ, ხოლო მცირე ღერძი — ანომალურ ველს. ხელსაწყო AB სადენში ან მარყუჟში უშვებს 73, 312, 1250, 5000, 10000 ჰც სიხშირის ცვლად დენს. „ეპპ“-1 კომპლექტში შედის გენერატორული და საზომი ბლოკი. ხელსაწყოს საზომი ბლოკი შედგება ორი მჭიდროდ დაკავშირებული ურთიერთმართობული ჩარჩოსა და ორი ელექტრონული არხისაგან, რომლებშიც სიგნალები ძლიერდება. აითვლება ძაბვა, რომელიც გაზომვის წერტილში პოლარიზაციის ელიფსის დიდი და მცირე ღერძის პროპორციულია.

მაღალსიხშირული ელექტროძიების მეთოდებით შეისწავლება რადიოსიხშირის ველი (10 კჰ-დან 300 მგჰ-მდე). ასეთ სიხშირეებზე სამუშაოდ შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ჩვეულებრივი რადიოგადამცემი და რადიომიმღები. ელექტროძიებაში იყენებენ სხვადასხვა ტიპისა და დანიშნულების მაღალსიხშირულ ელექტროძიების აპარატურას, რომელთაგან აღსანიშნავია ველის დაძაბულობის საველე საზომი ხელსაწყო („პინპ“), აპარატურა დიპოლური ელექტრომაგნიტური პროფილირებისათვის („დემპ“-3), რადიოგაშუქების მიზნით შექმნილი აპარატურა და სხვ.

ველის დაძაბულობის საველე საზომი („პინპ“) გამოიყენება რადიოველის მაგნიტური დაძაბულობის სხვადასხვა მდგენელის გასაზომად 150—500 კჰ სიხშირეზე. იგი ტრანზისტორული რადიომიმღებია ფერიტული მაგნიტური ანტენით. ვერტიკალური და ჰორიზონტალური ღერძის გარშემო ანტენის ბრუნვით შეიძლება გაიზომოს ველის სხვადასხვა მდგენელი.

დიპოლური ელექტრომაგნიტური პროფილირებისათვის განკუთვნილი აპარატურა („დემპ“-3) ზომავს ველის მაგნიტურ მდგენელებს. მის კომპლექტში შედის გენერატორი, მიმღები, გენერატორული და მიმღები ჩარჩოები.

რადიოგაშუქების პრინციპზე შექმნილი აპარატურა შედგება გადამცემისა და მიმღებისაგან (მუშაობს 0,5; 1; 2; 5; 10 მგჰ სიხშირეზე). მათი მუშაობის პრინციპი ჩვეულებრივი რადიოგადამცემისა და რადიომიმღების მუშაობის პრინციპის მსგავსია.

ელექტროსაძიებო სადგურები გამოიყენება ღრმად მდებარე ჰორიზონტების ძიების მიზნით. ელექტროსაძიებო სადგურების მუშაობის პრინციპი დაფუძნებულია როგორც მუდმივი, ისე ცვლადი დენის გამოყენებაზე. ძირითადად გამოყოფენ სადგურებს, რომლებიც გამოიყენება მუდმივი დენით, გამოწვეული პოლარიზაციითა და დაბალსიხშირული ცვლადი დენით ძიებისათვის.

ამჟამად შექმნილია მუდმივი დენის მეთოდებზე დაფუძნებული მრავალი ელექტროსაძიებო სადგური, როგორიცაა „ერს“-16,5, „ერსუ“-61, „ერსუ“-716, „ცეს“-1, „ცეს“-2, „მტლ“-71 და სხვ. ისინი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს არა მარტო მუდმივი დენის მეთოდებით ძიების, არამედ ბუნებრივი ელექტრომაგნიტური ველების, დამყარებისა და გამოწვეული პოლარიზაციის შესწავლის თვალსაზრისითაც. ნებისმიერი ელექტროსაძიებო სადგური შედგება გენერატორისა და საზომი მოწყობილობისაგან.

ციფრულ ელექტროსაძიებო სადგურებში („ცეს“) სიგნალი იწერება მაგნიტურ ლენტზე ციფრული ფორმით. იზომება ელექტრული ველის ორი (E_x, E_y) და მაგნიტური ველის სამი (H_x, H_y, H_z) მდგენელი. შედეგების ციფრული ჩაწერა საშუალებას იძლევა მიღებული მაგნიტური ლენტები დავამუშავოთ ელექტრონულ-გამომთვლელი მანქანებით.

მაგნიტოტელურული ლაბორატორიის („მტლ“-71) საშუალებით შეისწავლება მაგნიტოტელურული ველის დამახასიათებელი პარამეტრე-

ბი. კერძოდ, ფოტოქაღალდზე ჩაიწერება ელექტრული ველის ორი და მაგნიტური ველის სამი კომპონენტი.

გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდზე დამყარებული ელექტროსაძიებო სადგურებიდან აღსანიშნავია „ვპ“-62, „ვპო“-62 და სხვა ტიპის სადგურები. ისინი აღჭურვილობით „ერს“-16,5 და „ერსუ“-61 სადგურების მსგავსია.

„ვპ“-1-ით რეგისტრირდება მიმღებ ხაზში (*MN*) პოტენციალთა სხვაობა მკვებავ ხაზში (*AB*) დენის გამორთვის შემდეგ. სადგურის გენერატორულ ჯგუფში შედის სწრაფმოქმედი კონტაქტორები და სხვა მოწყობილობები, რომლებითაც ავტომატურად რეგულირდება ავტომობილის ძრავის ბრუნვათა რიცხვის რაოდენობა. საზომ ლაბორატორიაში სპეციალური მოწყობილობით ავტომატურად იცვლება ოსცილოგრაფის სარეგისტრაციო არხების მგრძნობიაროზა.

დაბალი სიხშირის ცვლადი დენით ძიებისათვის შექმნილია სხვადასხვა ტიპის სადგურები. მათ შორის ყველაზე მარტივია სიხშირული ზონდირების სადგური (ნჩზ“-73).

აეროელექტროძიებისათვის შექმნილია სხვადასხვა ტიპის სადგურები. ამათგან აღსანიშნავია სადგურები დამყარებული უსასრულოდ გრძელი კაბელის მეთოდზე და დიპოლური პროფილირების სხვადასხვა აეროვარიანტი.

ყველა ზემოთ ჩამოთვლილი აპარატურით იზომება ელექტრომაგნიტური ველის მაგნიტური ან ელექტრული მდგენელი ან ორივე ერთად. ამასთან შეიძლება გაიზომოს როგორც ამპლიტუდური, ისე ველის დაძაბულობის ვექტორების ფაზური წანაცვლებებიც. ყველა შემთხვევაში ელექტრული ველის დაძაბულობის გაზომვისას იყენებენ ორ მიმღებ ელექტროდს, რომელთა შორის ზომავენ პოტენციალთა სხვაობებს ვოლტმეტრით, ცვლადი დენის კომპენსატორით ან სხვა ხელსაწყოებით. მაღალ სიხშირეებზე იზოპოტენციალური ხაზები დგინდება ტელეფონის ყურმილში ერთნაირი სიგნალების გადევნებით.

ცვლადი მაგნიტური ველის დაძაბულობის გაზომვისას საზომი ხელსაწყოების ძირითადი ნაწილია მიმღები ჩარჩო, რომლის ბოლოებზე გარეგანი ცვლადი მაგნიტური ველის მოქმედებით აღიძვრება პოტენციალთა სხვაობა. იგი პროპორციულია მაგნიტური ველის დაძაბულობის იმ მდგენელისა, რომელიც მიმღები ჩარჩოს სიბრტყის პერპენდიკულარულია. ჩარჩოს მობრუნებით შეიძლება მოიძებნოს მაგნიტური ველის დაძაბულობის სხვა მდგენელებიც და ბოლოს სრული მდგენელიც.

თავი XIV

ელექტრომაგნიტური პროფილირების მეთოდები

ელექტროძიების ძირითადი ამოცანაა დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის გეოლოგიური აგებულების შესწავლა, რაც გულისხმობს გეოელექტრული ჭრილების შედგენას ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მიმართულებით. ვერტიკალური გეოელექტრული ჭრილის შედგენა ნიშნავს დედამიწის ზედაპირზე ფიქსირებული რომელიმე წერტილიდან სიღრმის მიხედვით გეოლოგიური სურათის შესწავლას, ხოლო ჰორიზონტალური ჭრილებით ხდება რაიმე ფართობზე გარკვეულ სიღრმემდე გეოლოგიური არაერთგვაროვნების გაშუქება. ამ თვალსაზრისით ელექტროძიების ყველა მეთოდი, დაფუძნებული ბუნებრივი და ხელოვნურად შექმნილი მუდმივი და ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველების შესწავლაზე, იყოფა ორ დიდ ჯგუფად — ელექტრომაგნიტური პროფილირებისა და ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდებად.

ძიების ელექტრული და ელექტრომაგნიტური პროფილირების მეთოდები გამოიყენება ჰორიზონტალურად არაერთგვაროვანი გეოელექტრული ჭრილების შესწავლის მიზნით. ამ დროს განისაზღვრება ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველის ის პარამეტრები, რომლებიც იძლევა ინფორმაციას გეოელექტრული ჭრილის შედგენილობაზე გარკვეულ ფიქსირებულ სიღრმემდე.

ელექტრული და ელექტრომაგნიტური პროფილირება გამოიყენება დახრილშრეობრივი ჭრილის შესწავლის საქმეშიც. იგი კარგად გამოყოფს ვერტიკალურ და დახრილ კონტაქტებს განსხვავებული ელექტრული პარამეტრების შემცველ ობიექტებს შორის და სხვა სახის ტექტონიკურ აშლილობებს.

§ 68. ბუნებრივი ელექტრული ველის მეთოდით პროფილირება

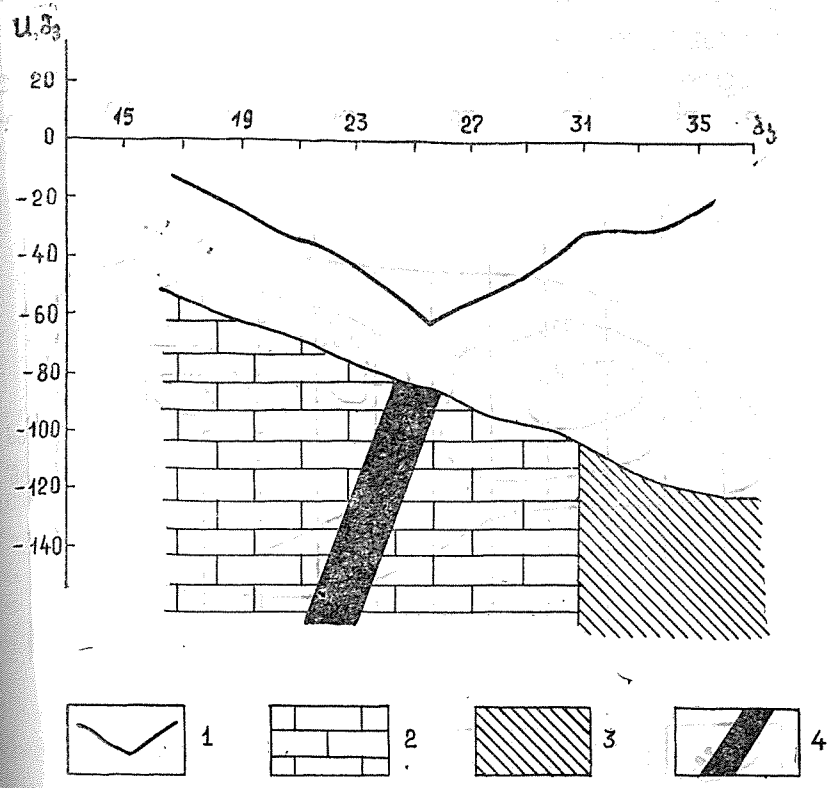
როგორც აღვნიშნეთ, გეოლოგიურ ობიექტებზე ელექტრული ველი ბუნებრივად აღიძვრება ჟანგვა-აღდგენითი, ფილტრაციული, დიფუზიურ-ადსორბციული და სხვა პროცესების შედეგად. ამა თუ იმ სახის ბუნებრივი ელექტრული ველის წარმოშობისათვის აუცილებელია არსებობდეს გარემო, რომელშიაც განვითარდება ზემოაღნიშნული პროცესები. მაგალითად, ჟანგვა-აღდგენითი ტიპის ელექტროქიმიური რეაქციები ინტენსიურად მიმდინარეობს სულფიდურ, აგრეთვე, გრაფიტის, ანტრაციტისა და ზოგიერთი ჟანგეულის საბადოებზე. აქე-

დან გამომდინარე, ბუნებრივი ელექტრული ველის დღიურ ზედაპირზე განაწილების მიხედვით შეიძლება გამოვლინდეს უბნები, სადაც სიღრმეში არსებობს ამ ტიპის საბადოები. ფილტრაციული პროცესები, როგორც სახელწოდებიდანაც ჩანს, მიმდინარეობს ისეთ ობიექტებზე, სადაც ვხვდებით მიწისქვეშა წყლების ფილტრაციულ მოვლენებს. დღიურ ზედაპირზე ბმმ-ის განაწილების შესწავლით შეიძლება გამოვლინდეს ფილტრაციის კერა და დადგინდეს მისი გავრცელების ფართობი. მეტალური ტიპის ნაგებობებში ბუნებაში ხშირად ვხვდებით კოროზიის პროცესებს, რომელთა დაფიქსირება შეიძლება ამ პროცესების შედეგად აღძრული ბუნებრივი ელექტრული ველის გამოვლინებით.

ბუნებრივი ელექტრული ველის მეთოდით აგეგმვა შეიძლება ჩატარდეს ცალკეული პროფილების გასწვრივ (პროფილური აგეგმვა) ან ფართობზე თანაბარი ქსელით განაწილებულ პარალელურ პროფილებზე (ფართობრივი აგეგმვა). პროფილებს შორის მანძილი და გაზომვის წერტილებს შორის ბიჯი დასახული ამოცანისა და ძიების მასშტაბის მიხედვით შეიძლება სხვადასხვა იყოს.

მუშაობის დროს იყენებენ პოტენციალის მეთოდს, რომლის დროსაც იზომება პოტენციალთა სხვაობა პროფილის გასწვრივ ერთ უძრავ წერტილსა და ყველა სხვა წერტილს შორის და გრადიენტის მეთოდს, რომლის დროსაც ზომავენ პოტენციალთა სხვაობას ორ ელექტროდს შორის, რომლებიც მუდმივი ბიჯით გადადის პროფილის გასწვრივ.

ჟანგვა-აღდგენითი რეაქციების შედეგად წარმოშობილი ბმმ დღიურ ზედაპირზე გამოვლინდება უარყოფითი ნიშნის ანომალიების სახით. ანომალიის ინტენსიურობისა და ფორმის მიხედვით შეიძლება დადგინდეს ამ ველის გამომწვევი სხეულის ზომები და მისი ჩაწოლის პირობები. ბმმ-ის მონაცემების საფუძველზე აგებენ პროფილის გასწვრივ პოტენციალის განაწილების გრაფიკებს და იზოპოტენციალების რუკებს (ნახ. 73, 74), რომელთა ინტერპრეტაცია ძირითადად ატარებს თვისებრივ ხასიათს და საშუალებას იძლევა დადგინდეს გამადნებული სხეულების (ჟანგვა-აღდგენითი პროცესებით შექმნილი ველის შემთხვევაში) ადგილმდებარეობა და გავრცელების მიახლოებითი ზომები. ზოგიერთი მკვეთრად გამოვლინებული ანომალია შეიძლება ინტერპრეტირებულ იქნეს რაოდენობრივადაც, ე. ი. განისაზღვროს ანომალიის გამომწვევი მიზეზის ზომები და მისი ჩაწოლის სიღრმე. ამ მიზანს ემსახურება ელექტრომოდელირებაში თეორიულად ამოხსნილი პირდაპირი ამოცანები — ზოგიერთი სწორი გეომეტრიული ფორმის სხეულების შესაბამისი ველი. ასეთია, მაგალითად, ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში თანაბრად პოლარიზებული სფეროს ველი, ცილინდრის ველი და სხვ. ამოხსნილია, აგრეთვე, შებრუნებული ამოცანებიც, რომლებიც ფორმისა და ველის ინტენსიურობის მიხედვით ამ ანომალიების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის საშუალებას იძლევა. ამისათვის შექმნილია ინტერპრეტაციის ისეთი მეთოდები, როგორიცაა ქორდის, მხების, ლოგარითმული მეთოდები და სხვ.



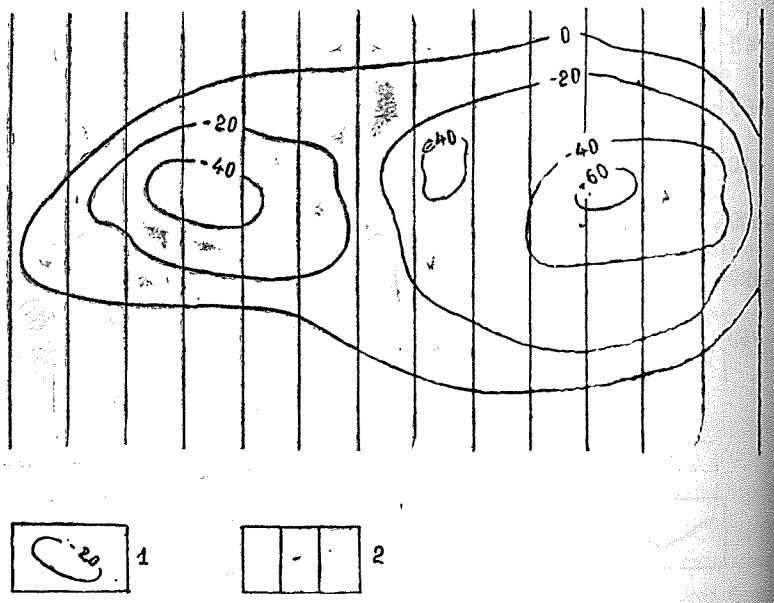
ნახ. 73. ბუნებრივი ელექტრული ველის პოტენციალის გრაფიკი: 1—U გრაფიკი, 2—კირქვები, 3—თიხები, 4—პოლიმეტალური გამადნება

იზომეტრიული გეომეტრიული ფორმის მქონე სხეულებისათვის, რომელთა აპროქსიმირება შეიძლება სფეროს სახით, $h \approx 0{,}86m$ და

$h \approx 0{,}65\,q$, სადაც m და q პარამეტრები დამოკიდებულია ანომალიის ფორმაზე (ნახ. 75).

გარდა მიწისზედა სამუშაოებისა, **ბევ**-ის მეთოდით აგეგმვა შეიძლება ჩატარდეს აკვატორიებში. ამ შემთხვევაში ელექტროდებს (ზოგჯერ საზომ ხელსაწყოსაც) ათავსებენ სპეციალურ ნავში ან გემზე, რომელიც მოძრაობს პროფილის გასწვრივ და ახდენს პოტენციალის გრადიენტის რეგისტრაციას.

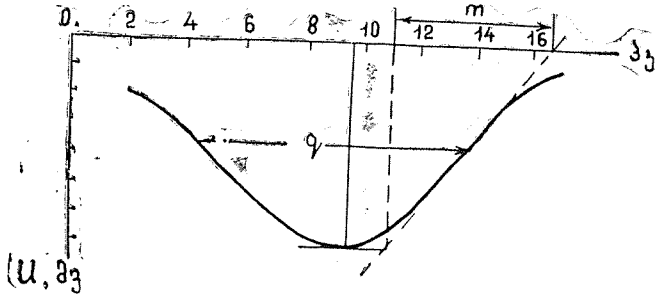
ფილტრაციული მოვლენების შესწავლისას, იმისდა მიხედვით, თუ საით მოძრაობს ნაკადი, შეიძლება მივიღოთ სხვადასხვა ნიშნის ანო-



ნახ. 74. ბუნებრივი ელექტრული ველის ეკვიპოტენციალური ზედაპირების რუკა: 1—იზოხაზები; 2—პროფილები

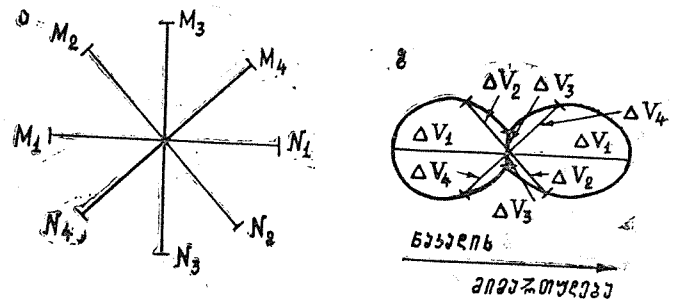
მალიები. კერძოდ, ინფილტრაციის ზონებში აღინიშნება უარყოფითი ნიშნის, ხოლო აღმავალი ნაკადების შემთხვევაში — დადებითი ნიშნის ანომალიები. ბევ-ის განაწილების მიხედვით წყალსაცავებში გა-

მოიყოფა ინფილტრაციის კერები, რასაც დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს წყალსაცავების ფილტრაციული მოვლენების შესწავლის



ნახ. 75. სხეულის ჩაწოლის სიღრმის განსაზღვრა m და q პარამეტრით

საქმეში. ფილტრაციული წარმოშობის ბევ-ის განაწილების მიხედვით შეიძლება დადგინდეს ფილტრაციული დინებების მიმართულებებიც. ამ



ნახ. 76. მიწისქვეშა დინების მიმართულების განსაზღვრა ბუნებრივი ელექტრული ველის მეთოდით

შემთხვევაში ახდენენ ერთი ჭაბურღილის მიმართ წრიულ გაზომვებს. პოტენციალის ნიშნის მიხედვით ადგენენ ფილტრაციის მიმარ-

თულებას, ხოლო ფორმის მიხედვით — დინების მიმართულებას. თუ უძრავი წერტილის მიმართ სხვადასხვა მიმართულებით ერთი და იმავე ბიჯით გავზომავთ პოტენციალთა სხვაობებს (ნახ. 76 ა) და შესაბამისი მნიშვნელობების მიხედვით ავაგებთ გრაფიკს, მივიღებთ 8 ციფრის მსგავსი ფორმის ფიგურას, სადაც ფილტრაციის მიმართულება ემთხვევა პოტენციალთა მაქსიმალურ მნიშვნელობებს, ხოლო დინების მიმართულებას განსაზღვრავს პოტენციალის ნიშანი (ნახ. 76, ბ).

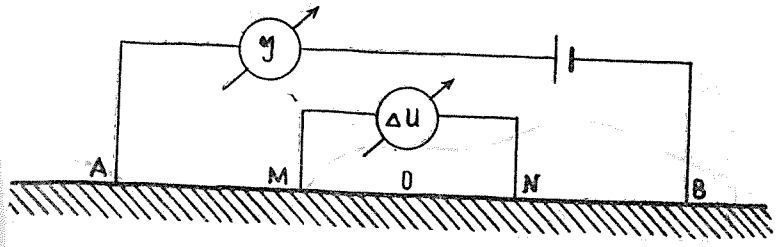
§ 69. წინაღობის მეთოდებით პროფილირება

წინაღობის მეთოდებით პროფილირების დროს გამოიყენება მუდმივი დენი, იშვიათად დაბალსიხშირული (20 ჰ-მდე) ცვლადი დენი. პროფილირების დროს მიწაში ელექტრული ველი აღიძვრება გალვანურად, ე. ი. დენს წრედში უშვებენ ე. წ. მკვებავი ელექტროდებით (AB), ხოლო მიმღებ MN ელექტროდებზე ზომავენ პოტენციალთა სხვაობას მკვებავ წრედში დენის გავლის დროს. გაზომვის ყოველ წერტილში განისაზღვრება ეგრეთ წოდებული მოჩვენებითი წინაღობა, რომელიც გამოითვლება ფორმულით $\rho_მ = K\frac{\Delta U}{I}$ (ხელსაწყოზე უშუალოდ აითვლება ΔU და I; K კოეფიციენტი გამოითვლება დანადგარის ზომების მიხედვით). ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში მოჩვენებითი ($\rho_მ$) წინაღობა ტოლია ქანების ნამდვილი წინაღობისა, ხოლო არაერთგვაროვან ნახევარსივრცეში იგი გეოელექტრული ჭრილის რთული ფუნქციაა.

მუდმივი დენის შემთხვევაში ელექტროძიების ჩაწვდომის სიღრმე დამოკიდებულია მკვებავ ელექტროდებს შორის AB მანძილზე. რაც მეტია AB მით მეტია დენის სიღრმეში ჩაწვდომა. არაერთგვაროვან გარემოში, იმისდა მიხედვით, თუ როგორ გეოლოგიურ გარემოსთან გვაქვს საქმე, ჩაწვდომის სიღრმე საშუალოდ ცვალებადობს AB-ს $\frac{1}{3}$-დან $\frac{1}{10}$-მდე.

მუდმივი დენით ელექტროპროფილირების სხვადასხვა მოდიფიკაცია არსებობს. ამათგან პრაქტიკაში ყველაზე მეტად გავრცელებულია სიმეტრიული, კომბინირებული და დიპოლური პროფილებისა და საშუალედო გრადიენტის მოდიფიკაცია.

სიმეტრიული პროფილირების დროს გამოიყენება $AMNB$ დანადგარი, რომელიც სიმეტრიულად არის განლაგებული O ცენტრის მიმართ (ნახ. 77). ყოველი გაზომვის შემდეგ დანადგარი გარკვეული ბიჯით გადაადგილდება პროფილის გასწვრივ მომდევნო წერტილებში. როგორც წესი, ბიჯი ტოლია დანადგარის მიმღებ ელექტროდებს (MN) შორის მანძილისა. პროფილის გასწვრივ დანადგარი გადადის მუდმივი გეომეტრიული ზომებით. ამიტომ K კოეფიციენტი და ძიების სავარაუდო ჩაწვდომის სიღრმე მოცემული დანადგარისა-



ნახ. 77. სიმეტრიული პროფილირების დანადგარი

თვის მუდმივია. ხაზს, რომლის გასწვრივ გადაადგილდება დანადგარის ცენტრი, ეწოდება ელექტროპროფილი. ჩვეულებრივ მიმღები და მკვებავი ელექტროდების გაშლები მიმართულია ელექტროპროფილის გასწვრივ, თუმცა არსებობს ისეთი დანადგარიც, რომელშიც მიმღები და მკვებავი ელექტროდები ელექტროპროფილის მიმართ პერპენდიკულარულად არის განლაგებული.

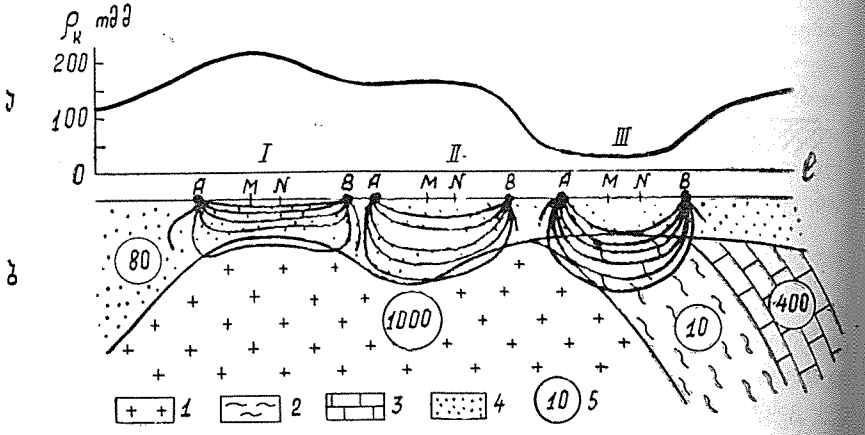
დანადგარის გაშლა საძიებო-საპროექტო სიღრმეზე 3—10-ჯერ მეტი უნდა იყოს, ხოლო მანძილი პროფილებს შორის 2—5-ჯერ ნაკლები გამოსაკვლევი ობიექტის გავრცელების სავარაუდო სიგრძეზე. ბიჯი პროფილზე უნდა იყოს 2—5-ჯერ ნაკლები საძიებელი ობიექტების სიმძლავრეზე.

დგომის ყოველ წერტილში გამოითვლება $\rho_მ$ და ამ მონაცემებით პროფილის გასწვრივ აიგება $\rho_მ$-ს გრაფიკი (აბსცისათა ღერძზე დააქვთ პროფილების წერტილები, ხოლო ორდინატთა ღერძზე — მოჩვენებითი წინაღობის მნიშვნელობები).

სიმეტრიული პროფილების მეთოდი გამოიყენება დახრილ ფენოვან ჭრილში ერთმანეთისაგან განსხვავებული წინაღობის მქონე ფენების გამოყოფის შემთხვევაში. იგი კარგად აფიქსირებს ნაყარის ქვეშ

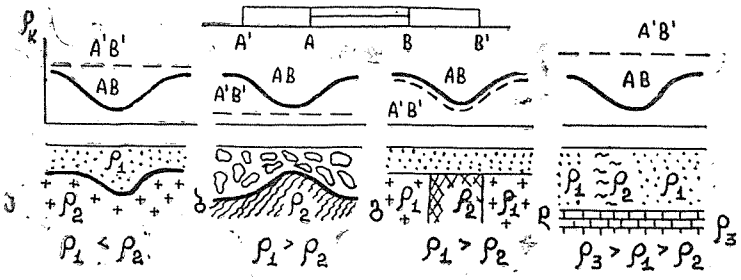
ვერტიკალურ და დახრილ კონტაქტებს, რომლებიც ხასიათდება განსხვავებული წინაღობებით.

მიღებული გრაფიკული მასალების გეოლოგიური ინტერპრეტაცია გულისხმობს მომეტებული ან შემცირებული წინაღობის ზონების გამოყოფას და წარმოშობის მიზეზებში გარკვევას. უმრავლეს შემთხვევაში იგი ხარისხობრივია. გრაფიკების მიხედვით გამოიყოფა სხვადასხვა წინაღობის ქანების კონტაქტები, ტექტონიკური აშლილობის ზონები, ერთსა და იმავე ქანებში ფაციესურად შეცვლილი უბნები და სხვა. ისინი ემთხვევა $\rho_в$ -ს გრაფიკზე ანომალიებს (მაქსიმუმები, მინიმუმები, გადაღუნვები). ანომალიები კორელირდება მეზობელი პროფილებით და ხდება მათი გეოლოგიურ მონაცემებთან შეჯერება. გრაფიკზე $\rho_в$ -ს მინიმუმის წერტილებში სავარაუდოა კარგი გამტარი ქანების, მადნიანი უბნების, მსხვრევისა და ნაპრალური ზონების, ხოლო $\rho_в$ -ს მაქსიმუმის წერტილებში — კლდოვანი ქანების არსებობა (ნახ. 78). მონაცემების სწორი გაშიფვრა მოითხოვს საკვლევი ობიექტის გეოლოგიაში ღრმად ჩაწვდომას, აგრეთვე საძიებო მეთოდიკის სწორად შერჩევას.



ნახ. 78. ელექტროპროფილირება სიმეტრიული ოთხელექტროდიანი დანადგარით: ა—$\rho_в$ -ს გრაფიკი; ბ—გეოლოგიური ჭრილი; 1—ამონთხეული ქანები; 2—თიხები; 3—კირქვები; 4—ხვედრითი ელექტრული წინაღობა ომ. მ-ში

ანომალიების გამომწვევი მიზეზების შეფასება ხშირად გაძნელებულია, რადგან განსხვავებული გეოლოგიური პირობები ხშირად იძლევა პროფილზე $\rho_в$ -ს ერთნაირ ცვლილებას. მაგალითად, 79-ე ნახაზზე ნაჩვენებია, რომ ოთხი ერთმანეთისაგან სრულიად განსხვავებული გეოლოგიური ჭრილის შემთხვევაში მკვებავი ელექტროდების მცირე გაშლების დროს $\rho_в$ -ს გრაფიკები შეიძლება სავსებით იდენტური იყოს. გეოფიზიკური მონაცემების ინფორმაციულობის გაზრდის მიზნით ატარებენ სიმეტრიულ პროფილირებას მკვებავი ელექტროდების ორმაგი გაშლით: $A'AMNBB'$. მანძილი $A'B'$ შორის მეტია AB მანძილთან შედარებით. ასეთი გაშლების შემთხვევაში ინფორმაცია შემოდის უფრო ღრმად მდებარე ჰორიზონტებიდან. როგორც ნახაზიდან ჩანს, ეს საშუალებას იძლევა მოსალოდნელი გეოლოგიური სიტუაცია უფრო მეტი სიზუსტით იქნეს გაშიფრული, თუმცა ზოგჯერ არც ეს არის საკმარისი სწორი ინტერპრეტაციისათვის. მაგალითად, $\rho_в$ ცვლილების გრაფიკები ბ ჭრილისათვის მკვებავი ელექტროდების ორივე გაშლის შემთხვევაში ერთმანეთის მსგავსია. ინფორმაციულობის გაზრდის მიზნით საძიებო პრაქტიკაში ზოგჯერ იყენებენ სიმეტრიულ $A''A'AMNBB'B''$ დანადგარს.



ნახ. 79. $\rho_в$ -ს გრაფიკის სახე სხვადასხვა ჭრილის შემთხვევაში

რთული გეოლოგიური ჭრილის შემთხვევაში პრაქტიკაში მიღებულია $AMONB$ ტიპის დანადგარის გამოყენება. ამ შემთხვევაში O ცენტრში მოთავსებულია მესამე მიწღები ელექტროდი. დგომის თითოეულ წერტილში იზომება $\rho_в$ -ს ორი მნიშვნელობა — $AMOB$ და

$AONB$ დანადგარით. ამის შემდეგ სიმეტრიული დანადგარი გადააქვთ $\frac{1}{2}MN$ მანძილზე და ისევ ზომავენ ρ_θ-ს ორ მნიშვნელობას. ორი მოცემის შეჯერებით იღებენ ρ_θ-ს საშუალო მნიშვნელობას, რომელიც ნაკლებად იქნება დამოკიდებული მკვებავი ელექტროდების მახლობლობაში ქანების არაერთგვაროვნებაზე.

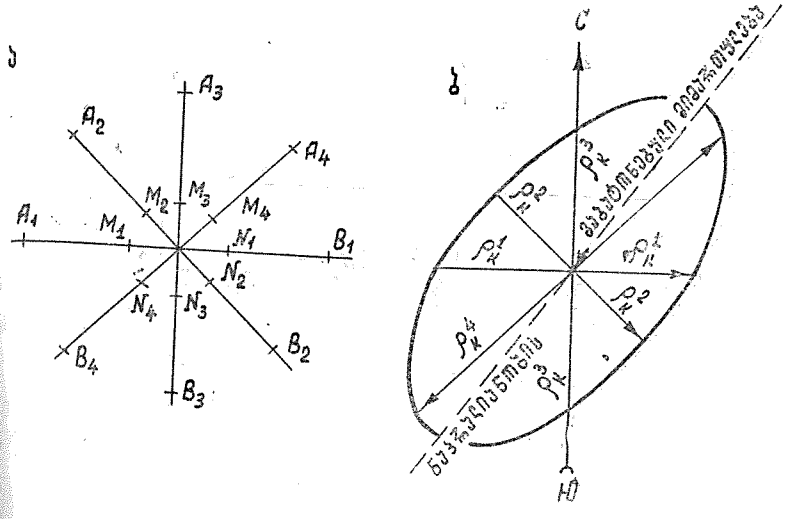
პროფილირების საშუალებით შესაძლებელია დადგინდეს ქანების შრეებრიობა და მათში ნაპრალების მიმართულება. ამ შემთხვევაში შეცდომაში არ უნდა შეგვიყვანოს ფიზიკურმა მოვლენამ, რომელიც ანიზოტროპიის პარადოქსის სახელწოდებითაა ცნობილი.

ნაპრალური და შრეებრივი ქანებისათვის დამახასიათებელია მიკრო ანიზოტროპია. როგორც წესი, ნაპრალიანობის ან შრეებრიობის გასწვრივ ქანების წინაღობა ნაკლებია. აქედან გამომდინარე, ობიექტზე სიმეტრიული დანადგარის სხვადასხვა აზიმუტით გაშლის შემთხვევაში უნდა მივიღოთ ρ_θ-ს განსხვავებული მნიშვნელობები. როცა დანადგარი განლაგებულია ნაპრალური სტრუქტურების გასწვრივ, A-დან B-მდე დენი გადის ნაპრალების მიმართულებით. ამიტომ, დენის სიმკვრივის გაზრდის გამო, უფრო მკვეთრად იზრდება მიმღებ ელექტროდებს შორის პოტენციალთა სხვაობა და წინაღობა ნაპრალიანობის გასწვრივ მოჩვენებითად მომატებული ჩანს. როცა დანადგარი განლაგებულია ნაპრალიანობის მართობულად, მკვებავ წრედში გაშვებული დენის ნაწილი გაიფონება ნაპრალებში, რაც გამოიწვევს მიმღებ ელექტროდებზე პოტენციალთა სხვაობის შემცირებას და შესაბამისად ρ_θ მნიშვნელობის დაცემას.

ქანების ნაპრალიანობის მიმართულების განსაზღვრის მიზნით ახდენენ წრიულ პროფილირებას. ნაპრალური ანუ ანიზოტროპიული ქანების შემთხვევაში ერთი და იმავე წერტილისათვის მიიღება ρ_θ სხვადასხვა მნიშვნელობა. ამის მიხედვით მიიღება ელიფსი, რომლის ღერძები გვიჩვენებს ქანებში ნაპრალიანობის გაბატონებულ მიმართულებას (ნახ. 80).

კ ო მ ბ ი ნ ი რ ე ბ უ ლ ი ელ ე ქ ტ რ ო პ რ ო ფ ი ლ ი რ ე ბ ი ს მეთოდი საძიებო პრაქტიკაში ფართოდაა გავრცელებული. სიმეტრიული პროფილირების მეთოდთან შედარებით იგი ნაკლებად მწარმოებლურია, მაგრამ სამაგიეროდ ხშირ შემთხვევაში ხასიათდება ბევრად მეტი ინფორმაციულობით.

კომბინირებული პროფილირების მეთოდში მკვებავ ხაზში შემოყვანილია დამატებითი C ელექტროდი, რომელიც პროფილის მიმართ პერპენდიკულარული მიმართულებით პრაქტიკულად უსასრულობაშია გადატანილი (AO-სთან შედარებით 10—15-ჯერ მეტ მანძილზე). თი-



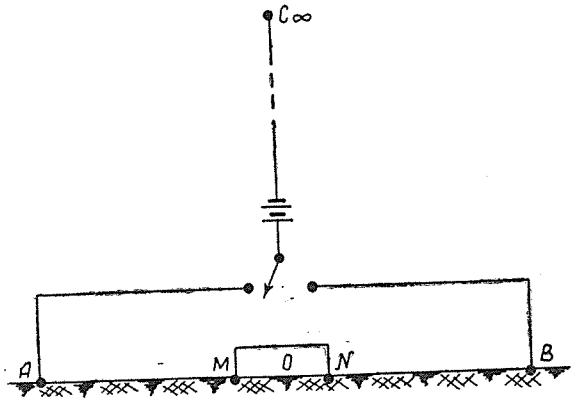
ნახ. 80. წრიული პროფილირება: ა—წერტილზე დანადგარის განლაგება; ბ—ρ_θ-ს პოლარული დიაგრამა

თოეულ წერტილში ρ_θ-ს მნიშვნელობა იზომება ორჯერ: $AMN\infty$ და $BNM\infty$ დანადგარით. წინააღმდეგობის ამ ორი მნიშვნელობის ნახევარჯამი თეორიულად სიმეტრიული დანადგარით გაზომილი ρ_θ-ს მნიშვნელობის ტოლია. დანადგარის სქემა ნაჩვენებია 81-ე ნახაზზე.

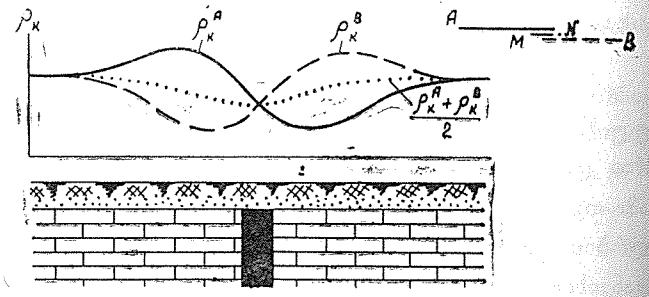
განვიხილოთ ρ_θ-ს გრაფიკის ხასიათი პროფილზე, რომელიც ორიენტირებულია კარგად გამტარი ფენის მართობულად (ნახ. 82).

დღიურ ხედაპირზე, გამტარი ფენიდან დიდ მანძილზე, ერთგვაროვან გარემოში მოჩვენებითი ხვედრითი ელექტრული წინაღობის მნიშვნელობა ორივე $AMN\infty$ (ρ_θ^A) და $BNM\infty$ (ρ_θ^B) დანადგარისათვის ერთნაირი იქნება. როცა დანადგარი გამტარ ფენას მარცხნიდან უახ-

ლოვდება, დენი ისწრაფვის C ელექტროდისაკენ გადავიდეს გამტარი ფენის გავლით. ამ შემთხვევაში დენის სიმკვრივე დანადგარის MN მიმ-



ნახ. 81. კომბინირებული პროფილირების მეთოდის დანადგარი



ნახ. 82. ρ_g -ს გრაფიკები კარგი გამტარი სხეულის გადაკვეთაზე

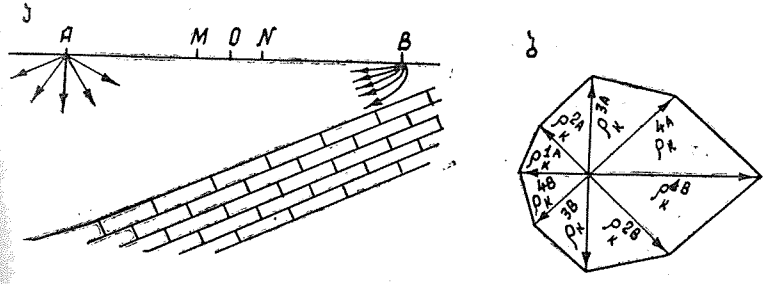
ლებ ელექტროდებზე იზრდება დენის A ელექტროდიდან გაშვებისას. სხეულიდან მარცხნივ ρ_g^A-ს მნიშვნელობა ρ_g^B-ზე მეტი იქნება, სხეუ-

ლიდან მარჯვნივ საწინააღმდეგო მოვლენას ექნება ადგილი, ხოლო თვით გამტარი ფენის გადაკვეთისას ρ_g^A-ისა და ∂_g^B- ს მნიშვნელობები ერთმანეთს დაემთხვევა. წინააღმდეგობის მრუდების ამგვარი გადაკვეთა აღინიშნება კარგი გამტარი ფენის (მაგალითად, მეტალური გამტარობის მქონე სულფიდური გამადნებების) გადაკვეთისას და ამიტომ მრუდთა ამ გადაკვეთას მადნურ გადაკვეთას უწოდებენ.

თუ პროფილზე რამდენიმე ადგილას კარგი გამტარი ფენაა, გრაფიკზე აღინიშნება ρ_g^A-სა და ρ_g^B-ს რამდენიმე ადგილას გადაკვეთა.

კომბინირებული პროფილირების მეთოდი გამოიყენება დიდ ფართობზე ლატერალურად გავრცელებული, განსხვავებული წინაღობის მქონე გეოლოგიური ობიექტების გამოვლინებისა და მათი გადევნების საქმეში. წარმატებით გამოიყენება იგი, აგრეთვე, მადნის ლინზებისა და ძარღვების ძიებისა და ტექტონიკური აშლილობის ზონების გამოვლინების მიზნით.

კომბინირებული ელექტროფილირებით შეიძლება განისაზღვროს ქანების დაქანების მიმართულება. ამ ამოცანის გადასაწყვეტად ახდენენ წრიულ კომბინირებულ პროფილირებას (ნახ. 83).

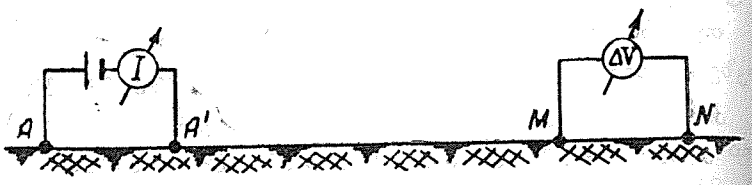


ნახ. 83. ქანების დაქანების მიმართულების განსაზღვრა კომბინირებული პროფილირების მეთოდით: ა—დანადგარის განლაგება; ბ—ρ_g -ს პოლარული დიაგრამა

კომბინირებული ელექტროპროფილირებით შეიძლება აღმოვაჩინოთ როგორც დაბალომიანი, ისე მაღალომიანი ფენის არსებობა. მაღალომიანი ძარღვის გადაკვეთისას ρ_g^A-სა და ρ_g^B-ს მრუდები ერთ-

მანეთს გადაკვეთს შემცველი ქანების წინაღობის უფრო მაღალ მნიშვნელობაზე, ხოლო დაბალომიანი ძარღვის შემთხვევაში — შემცველი ქანების წინაღობის უფრო დაბალ მნიშვნელობაზე.

ლოკალური გავრცელების კარგი გამტარობის მქონე სხეულების ძიებისათვის უფრო ეფექტურად გამოიყენება დ ი პ ო ლ უ რ ი პ რ ო ფ ი ლ ი რ ე ბ ი ს მეთოდი. დანადგარის სქემა ნაჩვენებია 84-ე ნახაზზე.



ნახ. 84. დიპოლური პროფილირების დანადგარი

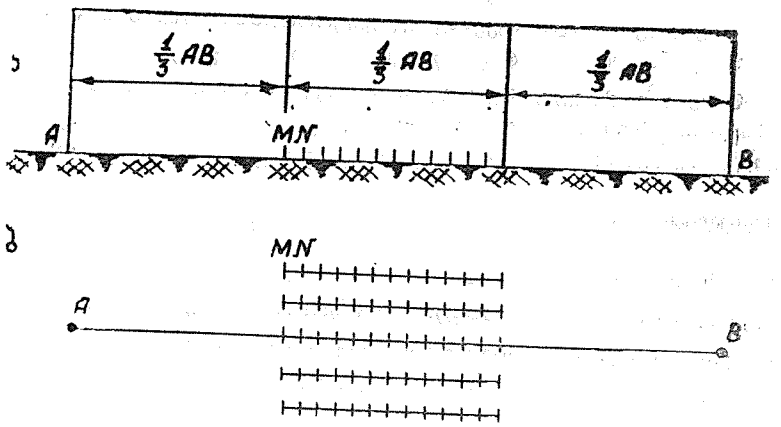
ელექტროდების ერთი წყვილი გამოიყენება მიწაში ელექტრული დენის გაშვების მიზნით (მკვებავი AB დიპოლი), ხოლო ელექტროდების მეორე წყვილით ზომავენ პოტენციალთა სხვაობას დაკვირვების მოცემულ უბანზე (მიმღები MN დიპოლი).

ს ა შ უ ა ლ ე დ ო გ რ ა დ ი ე ნ ტ ი ს მ ე თ ო დ ი თ პროფილირების დანადგარის სქემა ნაჩვენებია 85-ე ნახაზზე. ამ შემთხვევაში AB მკვებავი ელექტროდები უძრავია, ხოლო მიმღები ელექტროდები მოძრაობს AB ხაზის გასწვრივ მის ცენტრალურ ნაწილში $\frac{AB}{3}$ მანძილზე. ხშირად მიმღები ელექტროდები გადაადგილდება არა მარტო ხაზის გასწვრივ, არამედ რამდენიმე პარალელურ პროფილზე (ნახ. 85, ბ) ყველა შემთხვევაში ხვედრითი ელექტრული წინაღობის მნიშვნელობას მიაწერენ MN-ის ცენტრს. გაზომვის ერთი სერიის ჩატარების შემდეგ მკვებავი ელექტროდები გადააქვთ $\frac{1}{3}AB$ მანძილზე. პროფილის ცენტრალურ ნაწილში ელექტროდების გადაადგილებით იწყება გაზომვის ახალი სერია.

საშუალედო გრადიენტის მეთოდი ფართოდ გამოიყენება რთული გეოლოგიური ჭრილის შესწავლის საქმეში, დაკარსტული უბნების

გამოვლინებისათვის, რთული სტრუქტურის მადნური ველების შესწავლისათვის და სხვ.

მეთოდი განსაკუთრებით წარმატებით გამოიყენება მცირე სიმძლავრის მკვეთრად დახრილი კარგი გამტარობის მქონე სხეულების ძიების მიზნით.



ნახ. 85. საშუალედო გრადიენტის მეთოდის დანადგარი

§ 70. გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით პროფილირება

გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით ელექტროპროფილირების დროს პროფილის გასწვრივ მოჩვენებით ხვედრით ელექტრულ წინაღობასთან (ρ_θ) ერთად იზომება ქანების მოჩვენებითი პოლარიზებადობა (η_θ).

მიმღები და მკვებავი ელექტროდების განლაგება, გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით მუშაობის შემთხვევაში, შეიძლება სხვადასხვანაირი იყოს. ამ დროს გამოიყენება ყველა ის დანადგარი, რომლითაც მუშაობენ მუდმივი დენების მეთოდებით: სიმეტრიული, დიპოლური, საშუალედო გრადიენტისა და სხვ.

საველე სამუშაოები სრულდება სხვადასხვა მოდიფიკაციის ელექტროსაძიებო სადგურებით, რომელთა შორის საძიებო პრაქტიკაში ყველაზე უფრო გავრცელებულია ელექტროსაძიებო სადგური „ვპ“-62.

მუდმივი დენით პროფილირების მეთოდებთან შედარებით გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით პროფილირება უფრო ძვირად ღირე-

ბულია და მეტად შრომატევადიც. სამაგიეროდ ხვედრით ელექტრულ წინაღობასთან ერთად, მეთოდი ადგენს ქანების პოლარიზებადობას, რომელიც მეტად მნიშვნელოვან დამატებით ინფორმაციებს იძლევა საკვლევი ობიექტის გეოლოგიური ჭრილის შესახებ.

გამოწვეული პოლარიზაციის ელექტროსაძიებო სადგურებში გამოიყენება დაბალსიხშირული აპარატურა (20 ჰ-მდე). გაზომვები ტარდება შემდეგნაირად: მკვებავ ელექტროდებში უშვებენ დენს 3—5 წუთის განმავლობაში, რაც იწვევს ქანების დამუხტვას. ამ დროს ქანში აღიძვრება ელექტროქიმიური პროცესები, რაც იწვევს მის პოლარიზაციას. იზომება წრედში დენის ძალა და მიმღებ ელექტროდებზე პოტენციალთა სხვაობა. დანადგარის კოეფიციენტის გათვალისწინებით გამოთვლიან ქანების ხვედრით ელექტრულ წინაღობას $\left(\rho_в = K\frac{\Delta U}{I}\right)$.

ამასთან ერთად, წრედში დენის გამორთვის შემდეგ იზომება ნარჩენი პოტენციალთა სხვაობა ($\Delta U_{გ}$). $\Delta U_{გ}$ ზომავენ სხვადასხვა ინტერვალით (პირველ ანათვალს იღებენ დენის გამორთვიდან 0,5 წმ-ის შემდეგ) და შესაბამისი დროისათვის ღებულობენ მნიშვნელობას, რომელიც გამოითვლება ფორმულით $\eta_в = \frac{\Delta U_{გ}}{\Delta U} 100\%$.

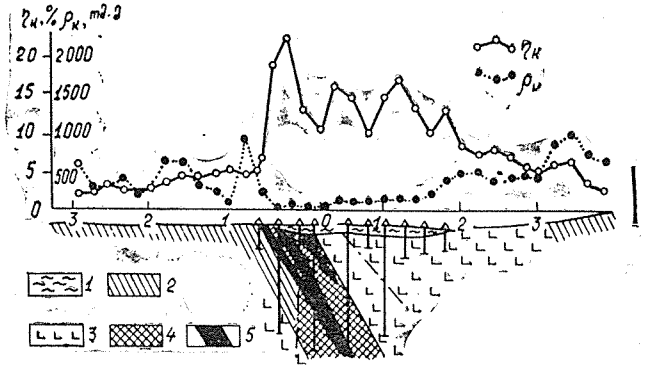
იმ ქანების პოლარიზებადობა, რომელიც არ შეიცავს ელექტრული გამტარობის მქონე მინერალებს, როგორც წესი, არ აღემატება 2—3%, ამასთან ასეთ ქანებში $\eta_в$ დროში სწრაფად მიილევა. ელექტრონული გამტარობის მქონე მინერალების შემცველ ქანებში პოლარიზებადობა შეიძლება აღწევდეს ათეულ პროცენტს. მისი დაცხრომის ხარისხი გამადნების ნივთიერი შედგენილობის, სტრუქტურისა და ტექსტურის მიხედვით განსხვავებულია.

საველე მუშაობის მეთოდიკისა და ინტერპრეტაციის პრინციპების მიხედვით წინაღობისა და გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდებს ბევრი საერთო ნიშანი აქვს. სამუშაოების შედეგად აიგება $\rho_в$ და $\eta_в$-ს გრაფიკები, რომელზედაც მაქსიმუმები მიუთითებს მაღალი პოლარიზებადობის მქონე ქანებისა და მადნების არსებობაზე (ნახ. 86).

გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდი განსაკუთრებით ეფექტურია ნაკლებად შეცემენტებული ჩაწინწკლული ტიპის სულფიდური გამადნებების ძიების საქმეში (სადაც მუდმივი დენის მეთოდებით მიღებული ინფორმაცია სუსტია). ჩაწინწკლული ტიპის გამადნებები ბუ-

ნებაში შეიძლება გვხვდებოდეს როგორც დამოუკიდებელი სხეულების, ისე მასიური გამადნებების ირგვლივ შარავანდედების სახით. გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდს შეუძლია ასეთი შარავანდების შემოკონტურება, რაც მუდმივი დენის მეთოდებით უმრავლეს შემთხვევაში არ ხერხდება.

ახასიათებს რა ქანების პოლარიზებადობის ხარისხს, გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს გეოლოგიური



ნახ. 86. გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდი $\rho_в$-სა და $\eta_в$-ს გრაფიკები (დ. კომაროვის მიხედვით): 1—ნაყარი, 2—ტუფები და ტუფოქვიშაქვები, 3—პირიტიზებული ალბიტოფირები, 4—მეორადი კვარცტები სულფიდების ჩანართებით, 5—მდიდარი სულფიდური მადნები

აგებვის მიზნით. გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდი ფართოდაა დანერგილი ჰიდროგეოლოგიურ გამოკვლევებში, იგი წარმატებით გამოიყენება მიწისქვეშა მტკნარი და მინერალიზებული წყლების ძიებისას.

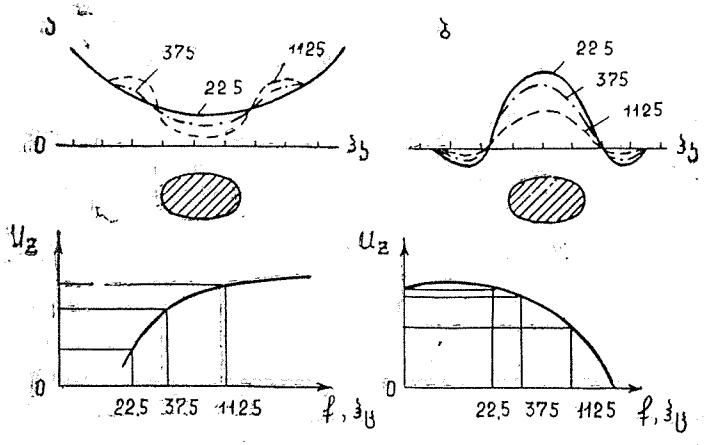
§ 71. მიწისზედა ინდუქციური პროფილირების მეთოდები

ინდუქციური მეთოდებით ელექტროძიების დროს მიწაში ქმნიან ცვლად სტაციონარულ ან არასტაციონარულ ველს. ერთმანეთისაგან განასხვავებენ ინდუქციური მეთოდების ორ სახეობას: ჰარმონიული ველებისა და გარდამავალი პროცესების მეთოდებს. ამ მეთოდების არსი

მდგომარეობს შემდეგში: პირველადი ველის მოქმედებით მიწის ქერქში არსებული ელექტრონული გამტარობის მქონე უბნებში ინდუცირდება გრიგალური დენები, რომლებიც ქმნის მეორად ანომალიურ ველებს. ეს ველები მიმართულია პირველადი ველის საწინააღმდეგოდ. მიწის ზედაპირზე აღინიშნება ჯამური მაგნიტური ველი. თუ მეორადი მაგნიტური ველი აღიძვრება მაღალი მაგნიტური შემთვისებლობის მქონე ქანებში, მაშინ ამ ველის გავლენით ეს ქანები დამაგნიტდება, იგი გამოვლინდება ანომალიების სახით, რომლებიც ლიტერატურაში ცნობილია „მაგნიტური ტიპის“ ანომალიების სახელწოდებით. ანომალიების ინტენსიურობა დამოკიდებულია ქანში ელექტრონული გამტარობის მქონე უბნების ზედაპირულ ზომებზე, ველის სიხშირესა და სიდიდეზე.

დენის კარგად გამტარ ობიექტებზე ელექტრული დენის კონცენტრაციის შემთხვევაში გამტარი და არაგამტარი გარემოს საზღვარზე „მაგნიტური ტიპის“ ანომალიების გარდა აღინიშნება „ელექტრული ტიპის“ ანომალიები.

გამტარი არამაგნიტური ობიექტების ძებნის მიზნით მიმართავენ ფართობრივ აგეგმვას მაღალსიხშირული ველის საშუალებით, ხოლო მაგნიტური მადნების ძებნის შემთხვევაში აგეგმვა უფრო ეფექტურია დაბალ სიხშირეებზე. ანომალიების სურათი არამაგნიტური და მაგნიტური სხეულებისათვის ნაჩვენებია 87-ე ნახაზზე.



ნახ. 87. მაგნიტური ველის გრაფიკები და სიხშირული მახასიათებლები არამაგნიტური (ა) და მაგნიტური (ბ) სხეულებისათვის

საველე გაზომვებით სწავლობენ ელექტრომაგნიტური ველის როგორც ელექტრულ, ისე მაგნიტურ მდგენელებს. აწარმოებენ შეფარდებით და აბსოლუტურ გაზომვებს. აბსოლუტური გაზომვებით განისაზღვრება ამ მდგენელების ამპლიტუდები და ფაზები ან მარტო მაგნიტური მდგენელის დაძაბულობის ფაზები. შეფარდებითი გაზომვებით განისაზღვრება ამპლიტუდათა ფარდობები და მაგნიტური მდგენელის ფაზათა სხვაობა ორ წერტილში ან იგივე სიდიდე ერთ წერტილში ვექტორის ორ ურთიერთმართობულ მდგენელზე.

ძასალის ინტერპრეტაცია გულისხმობს სხეულის ზომებისა და მისი ჩაწოლის სიღრმის განსაზღვრას, აგრეთვე, პარამეტრების — ხვედრითი ელექტრული წინაღობისა და მაგნიტური შემთვისებლობის დადგენას. სხეულის ჩაწოლის სიღრმე განისაზღვრება ელექტროძიების მუდმივი დენის მეთოდებით სიღრმის განსაზღვრის ანალოგიურად, ხოლო პარამეტრებს ადგენენ სიხშირული მახასიათებლების ბუნების მიხედვით.

ჯამური ანომალიური ველის გაანგარიშება რთულია ისეთი მარტივი გეომეტრიული ფორმის სხეულებისთვისაც კი, როგორიც სფერო ან ცილინდრია. პირდაპირი ამოცანების თეორიული ამოხსნები და მოდელური ხასიათის სამუშაოები გვიჩვენებს, რომ ინდუქციური მეთოდებით ელექტროძიებაში ველის შექმნა მიზანშეწონილია განხორციელდეს დაუმიწებელი კონტურების საშუალებით. ცნობილია, რომ ანომალიები ნათლად ვლინდება მაღალი სიხშირის დენების შემთხვევაში. ამასთან, სკინეფექტის გამო, ღრმა ჰორიზონტების ძიება შესაძლებელია დაბალ სიხშირეებზე.

დიპოლური ინდუქციური პროფილირების მეთოდს ფართოდ იყენებენ ელექტრონული გამტარობის გამადნებული სხეულების ძიებისა და გეოლოგიური აგეგმვის საქმეში.

§ 72. მაღალსიხშირული პროფილირება

ელექტროძიების მაღალსიხშირული მეთოდები დაფუძნებულია მაღალი სიხშირის (10^4—10^7 ჰც) ელექტრომაგნიტური ველების შესწავლაზე. ამ მეთოდებში ყველაზე უკეთ არის დამუშავებული ინდუქციის, რადიოკომპარაციული და რადიოტალღების გაშუქების მეთოდები.

ინდუქციის მეთოდში ელექტრომაგნიტური ტალღების აგზნება და მათი რეგისტრაცია ხდება ჩარჩოიანი ანტენებისა და პორტატული გა-

დამცემისა და მიმღების საშუალებით. პირველადი მაგნიტური $\vec{H}_1$ ველი მიწის გამტარ უბნებში აღძრავს მეორად მაგნიტურ $\vec{H}_2$ ველს. ინდუქციის მეთოდით შეისწავლება ჯამური მაგნიტური ველის ინტენსიურობა და სტრუქტურა. ჯამური ველი $\vec{H} = \vec{H}_1 + \vec{H}_2$.

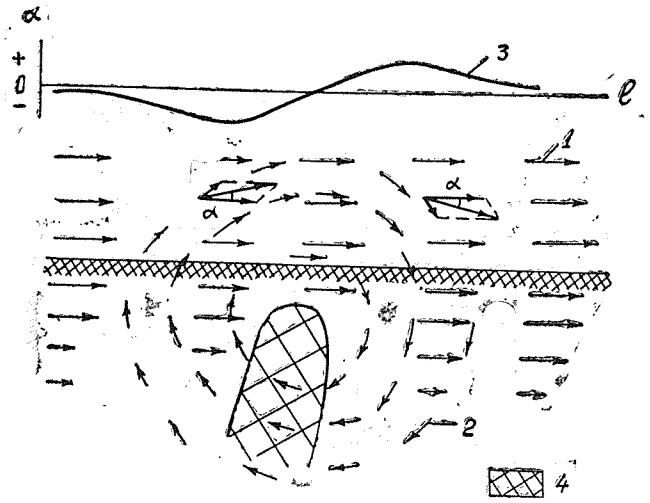
გაზომვის ყველა წერტილში იზომება ველის მაქსიმალური ჰორიზონტალური (H_ρ) და ვერტიკალური (H_z) მდგენელების მაქსიმუმები. ჰორიზონტალური მდგენელის მაქსიმალური მნიშვნელობის გასაზომად ჩარჩოს მიმღებ ვერტიკალურ ანტენას ვერტიკალური ღერძის გასწვრივ ატრიალებენ მანამ, ვიდრე საზომ ხელსაწყოზე არ მიიღებენ მაქსიმალურ სიგნალს. H_z მაგს გასაზომად ჩარჩოს ანტენა უნდა დავაყენოთ ჰორიზონტალურად. გარდა ამისა, იზომება ჯამური ვექტორი და დახრის α კუთხე ჰორიზონტის მიმართ (ამისათვის აბრუნებენ ჩარჩოს ანტენას ჰორიზონტალური ღერძის გასწვრივ და იღებენ სიგნალის მინიმუმს).

ვერტიკალური ჩარჩოს ნორმალური მაგნიტური ველი ერთგვაროვან გარემოში ჰორიზონტალურია ($\alpha = 0$, $H_z = 0$). გამტარ ჩანართებში ინდუქცირებული მეორადი ველი, იკრიბება რა პირველად ველთან, ქმნის ჯამურ ველს. გამადნებული სხეულის ეპიცენტრში, ისე როგორც მისგან უსასრულოდ შორს, ჯამური ვექტორი ჰორიზონტალურია, ხოხოლო სხეულისა და გვერდითი გარემოს კონტაქტში იგი გადახრილია ზემოთ ან ქვემოთ (ნახ. 88). მიმღები ჩარჩოს ტრიალით ჰორიზონტალური ღერძის ირგვლივ და მისი დამთხვევით ჯამური ვექტორის მიმართულებასთან მიიღება მინიმალური სიგნალი. α კუთხე ხელსაწყოზე აითვლება ლიმბის მიხედვით.

ამრიგად, თუ გვეცოდინება H_ρ, H_z და α, სპეციალური ნომოგრამების საშუალებით შეიძლება გამოვთვალოთ მოჩვენებითი ρ_ω წინაღობა.

ინდუქციის მეთოდი ძირითადად გამოიყენება სასარგებლო წიაღისეულის (ელექტრონული გამტარობის) ძიების მიზნით. ამ მეთოდით ჩაწვდომის სიღრმე არ აღემატება 100 მეტრს.

მაღალსიხშირული პროფილირების მეთოდებს შორის ყველაზე მარტივი და იაფია რადიოკომპარაციული (რადიოკიპი) მეთოდი. იგი დაფუძნებულია რადიოსადგურებით გამოწვეული ელექტრომაგნიტური ველის შესწავლაზე. გაზომვის წერტილში ელექტრომაგნიტური ველი განიხილება როგორც ბრტყელი ტალღა. მისი მოქმედებით ელექტრული დენის კარგად გამტარ ფენებში აღიძვრება მეორადი მაგნიტური ველი, რომელიც ორიენტირებულია გამტარი ფენის გასწვრივ.



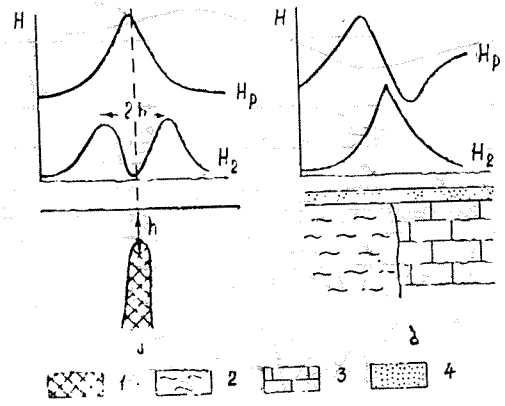
ნახ. 88. ინდუქციური მაგნიტური ველი: 1—პირველადი ველის ვექტორები, 2—მეორადი ველის ვექტორები, 3—კუთხის მობრუნების მრუდი, 4—მადანი

ელექტრული დენის კარგად გამტარ მადნის ძარღვს შეესაბამება მაგნიტური ველის ჰორიზონტალური მდგენელის (H_p) მაქსიმუმი, რომელიც აღინიშნება მაგნიტური ველის ვერტიკალური მდგენელის (H_z) ორ მაქსიმუმს შორის (ნახ. 89). ამ ნიშნის მიხედვით ადგენენ გამადნებული სხეულის ჩაწოლის სიღრმეს. იგი დაახლოებით მაქსიმუმებს შორის მანძილის ნახევრის ტოლია. ორი გამყოფი კონტაქტის საზღვარზე აღინიშნება H_z მაქსიმუმის არსებობა. იგი მდებარეობს H_p-ს მაქსიმუმსა და მინიმუმს შორის (ნახ. 89, ბ).

რადიოკიპის მეთოდი ძირითადად გამოიყენება კარგი გამტარი ობიექტების ძიებისათვის.

მეთოდის ჩაწვდომის სიღრმე არ აღემატება 10—20 მ-ს.

რადიოტალღების გაშუქების მეთოდი დაფუძნებულია გამტარი სხეულების მიერ რადიოტალღების შთანთქმის უნარზე. ეს მეთოდი ფართოდ გამოიყენება მადნიანი ძარღვებისა და ლინზების სივრცეში ორიენტაციის დადგენის საქმეში. თუ ორ ჭაბურღილში გვაქვს მადნის გამოსავალი რაიმე შრის სახით, რადიოტალღების გაშუქების მეთო-



ნახ. 89. რადიოკომპარაციული მეთოდით მიღებული ტიპიური ანომალიები: ა) ანომალია გამტარ სხეულზე; ბ) ანომალია კონტაქტზე 1—მადანი; 2—ფიქლები; 3—კირქვები; 4—ქვიშები

დით შეიძლება დადგინდეს მათი კავშირის საკითხი. ამ მიზნით ერთ-ერთ ჭაბურღილში, უშუალოდ მადანში, ათავსებენ გადამცემს, ხოლო მეორე ჭაბურღილში, ისევ მადანში — მიმღებს. თუ სიგნალი აღმოჩნდა მინიმალური, ეს ნიშნავს, რომ ეს გამადნებული შრეები ერთმანეთთან დაკავშირებულია. მინიმალური სიგნალის მიხედვით შეიძლება განისაზღვროს ამ ორ ჭაბურღილს შორის გამადნებული სხეულის წოლის პირობები.

მაღალი სიხშირის ელექტრომაგნიტური ველები ინფორმაციას იძლევა მხოლოდ მცირე სიღრმეებზე.

აეროელექტროძიების ყველა მეთოდი მიეკუთვნება ინდუქციურს. არსებობს აეროელექტროძიების რამდენიმე ვარიანტი. ამათგან ყველაზე გავრცელებულია აეროელექტროძიება უსასრულოდ გრძელი კაბელის ან გრძელი კაბელის მეთოდით და დიპოლური ინდუქციური პროფილირების აეროვარიანტი.

უსასრულოდ გრძელი კაბელის აეროვარიანტში მიწაზე აფენენ 10—30 კმ სიგრძის კაბელს, რომელიც ბოლოებით დამიწებულია. კაბელის საშუალებით მიწაში აღიძვრება დაბალი სიხშირის ჰარმონიული ველი. პროფილები მიმართულია კაბელის მართობულად, რომელთა შორის მანძილები იცვლება დასმული ამოცანის მიხედვით.

აეროელექტროძიება გამოიყენება გამტარი სხეულების ძიებისა და ობიექტის აგეგმვის მიზნით. მისი გამოყენების სფერო ისეთივეა, როგორიც დაბალსიხშირული ინდუქციური მეთოდებისა.

აეროელექტროძიების გამოყენება ხელსაყრელია რთულ ოროგრაფიულ პირობებში, სადაც მიწისზედა სამუშაოების წარმოება გაძნელებულია.

თავი XV

ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდები

ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდებით ვერტიკალური გეოელექტრული ჭრილების შესადგენად მიმართავენ ასეთ ხერხს: დედამიწის ზედაპირზე შეარჩევენ პუნქტს, საიდანაც მიწაში უშვებენ ელექტროდენს, რომელიც იძლევა ინფორმაციას ქანების ელექტრომაგნიტური პარამეტრების ცვლილების ხასიათის შესახებ სიღრმის მიხედვით.

არსებობს ელექტრომაგნიტური ზონდირების ორი პრინციპი: გეომეტრიული და ინდუქციური. პირველ შემთხვევაში გეოელექტრული ჭრილის შესწავლის სიღრმე განისაზღვრება დენის წყაროსა და მიმღებს შორის მანძილით, ხოლო მეორე შემთხვევაში ჭრილის შესწავლა დაფუძნებულია ცვლადი დენის ინდუქციურ ეფექტზე ანუ სკინ-ეფექტზე. ამ პრინციპების მიხედვით განასხვავებენ ელექტრომაგნიტური ზონდირების ორ დიდ ჯგუფს: პირველ ჯგუფს ეკუთვნის ზონდირება მუდმივი და დაბალსიხშირული ცვლადი დენის გამოყენებით,

რომელსაც უწოდებენ ელექტრულ ზონდირებას ანუ ზონდირებას წინაღობის მეთოდებით. ამ შემთხვევაში კვლევის ჩაწვდომის სიღრმე განისაზღვრება მიმღებ და მკვებავ ელექტროდებს შორის მანძილით. ზონდირების ამ ჯგუფში შედის: ვერტიკალური ელექტრული ზონდირება (ვეზ), დიპოლური ელექტრული ზონდირება (დეზ) და სხვ.

ზონდირების მეორე ჯგუფში გეოელექტრული ჭრილის შესწავლა დამყარებულია ინდუქციურ მეთოდებზე. აქ იგულისხმება სიხშირული ზონდირება, ზონდირება ველის დამყარების მეთოდით და სხვ. ამ შემთხვევაში ზონდირების სიღრმეს განსაზღვრავს ტალღის სიგრძე

$$\lambda = \sqrt{10^7 T\rho} \qquad \text{(XV.1)}$$

და ველის დამყარების პარამეტრი

$$\lambda = \sqrt{10^7 2\pi t\rho}, \qquad \text{(XV.2)}$$

სადაც T არის რხევის პერიოდი; t — ველის დამყარების დრო; ρ — გარემოს საშუალო ხვედრითი ელექტრული წინაღობა.

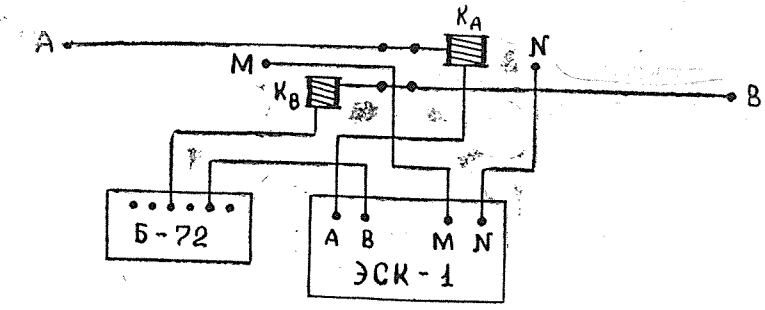
გამოყენებული ველებითა და შესწავლილ პარამეტრებით ზონდირების მეთოდები პროფილირების მეთოდების მსგავსია, განსხვავება მხოლოდ მეთოდიკაშია გაზომვები პროფილირების შემთხვევაში წარმოებს მუდმივი დანადგარის ან მუდმივი სიგრძის ტალღით და ამიტომ ინფორმაციას ჭრილის შესახებ ვიღებთ ერთ გარკვეულ სიღრმეზე, ხოლო ზონდირების შემთხვევაში დგომის ერთ წერტილში დანადგარის ზომები ან ტალღის სიგრძე იცვლება და, ამდენად, ინფორმაციას ვღებულობთ ამ წერტილში ჭრილის ცვლილების შესახებ სიღრმის მიხედვით.

§ 74. ვერტიკალური ელექტრული ზონდირება

ელექტრომეობაში წინაღობის მეთოდებით ზონდირებებს შორის ყველაზე მეტად გავრცელებულია ვ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ ი ე ლ ე ქ ტ რ უ ლ ი ზ ო ნ დ ი რ ე ბ ი ს (ვეზ) მ ე თ ო დ ი.

მკვებავი და მიმღები ელექტროდების განლაგება ვეზ-ის დროს შეიძლება განსხვავებული იყოს გეოლოგიური ამოცანის ხასიათის მიხედვით. პრაქტიკაში ყველაზე მეტად მიღებულია სიმეტრიული ოთხელექტროდიანი გრადიენტ-დანადგარის გამოყენება. დანადგარის სქემა ნაჩვენებია 90-ე ნახაზზე. ზონდირების წერტილში მოთავსებულია ელექტროსაძიებო ხელსაწყო, რომელთანაც მიერთებულია მკვებავი და მიმ-

ღები ელექტროდები. A და B ელექტროდებიდან დედამიწაში დენი შეყავთ ნებისმიერი ტიპის მუდმივი დენის წყაროდან. ხელსაწყო ზო-



ნახ. 90. ვეზ-ის დანადგარის სქემა: K_A, K_B—კოჭები, B-72—ბატარეა, „ესკ“—გამზომი ხელსაწყო

მავს წრედში დენის ძალას და მიმღებ ელექტროდებზე პოტენციალთა სხვაობას. გარემოს მოჩვენებითი ხვედრითი ელექტრული წინაღობა გამოითვლება ფორმულით

$$\rho_\text{მ} = K\frac{\Delta U}{I}.$$

მიღებულია, რომ მკვებავი ელექტროდების გაშლები ზონდირების პროცესში გაიზარდოს გეომეტრიული პროგრესიით. შესაბამისად იზრდება მიმღები ელექტროდების გაშლებიც ისე, რომ AB-სა და MN-ს შორის დაცულ იქნეს გარკვეული თანაფარდობა.

მოჩვენებითი ხვედრითი ელექტრული წინაღობის სხვადასხვა მნიშვნელობის მიხედვით ყოველი წერტილისათვის აგებენ ვეზ-ის მრუდს, გრაფიკი აიგება ბილოგარითმულ მასშტაბში (მოდულით 6,25 სმ). ერთ ღერძზე გადაზომილია $\rho_\text{მ}$ მნიშვნელობა, ხოლო მეორეზე $\frac{AB}{2}$. პრაქტიკაში, გავრცელებულია სპეციალურ ბლანკებზე გრაფიკის აგების ორი ვარიანტი: პირველი, როდესაც $\rho_\text{მ}$-ის ღერძი მიმართულია მარჯვნივ, ხოლო $\frac{AB}{2}$ — ქვემოთ და მეორე, როცა $\rho_\text{მ}$-ის ღერძი მიმართულია ქვემოთ, $\frac{AB}{2}$ კი მარჯვნივ.

ზონდირების მრუდის აგების შემდეგ აპარატურა გადააქვთ ახალ პუნქტში, სადაც ტარდება ანალოგიური გაზომვები და ასეთი პუნქტებით დაიფარება საკვლევი ტერიტორია. აღსანიშნავია, რომ ჩვეულებრივ პირობებში მანძილი ზონდირების პუნქტებს შორის თანაბრად არის განაწილებული. დასმული ამოცანის მიხედვით იგი იცვლება რამდენიმე მეტრიდან კმ-მდე. მიღებულია, რომ მანძილი ვეზ-ის პუნქტებს შორის ნაკლები უნდა იყოს შესასწავლი ჭრილის საპროექტო სიღრმესთან შედარებით, ხოლო $\frac{AB}{2}$-ის მაქსიმალური გაშლა სამჯერ მაინც უნდა აღემატებოდეს საპროექტო სიღრმეს.

ერთგვაროვანი გარემოს შემთხვევაში AB-ს ნებისმიერ გაშლაზე მიიღება $\rho_в$-ს მნიშვნელობა, სადაც $\rho_в = \rho_{ист}$. ამ შემთხვევაში $\rho_в$ გრაფიკს აქვს სწორი ხაზის სახე.

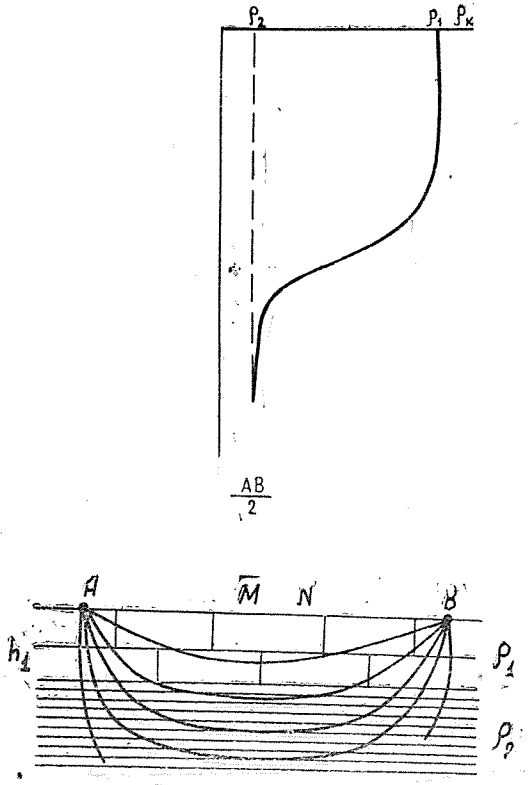
ქვემოთ განხილულია ზოგიერთი ტიპიური ჭრილი და მათთვის დამახასიათებელი ვეზ-ის მრუდები.

დავუშვათ, რომ ვსწავლობთ ორფენოვან ჰორიზონტალურად განლაგებულ გარემოს, რომლის ზედა ნაწილში წარმოდგენილია მაღალომიანი (მაგალითად, კირქვები), ხოლო ქვედა ნაწილში — დაბალომიანი (მაგალითად, თიხები) გარემო (ნახ. 91). ამ შემთხვევაში $\rho_1 > \rho_2$ და ვეზ-ის მრუდს ექნება ნახაზზე ნაჩვენები სახე. AB-ს მცირე გაშლების შემთხვევაში $\rho_в$-ს მნიშვნელობა ემთხვევა ρ_1-ს მნიშვნელობას. გაშლების გაზრდით დენი თანდათანობით ჩააღწევს ქვედა ჰორიზონტებში, და AB-ს გარკვეული გაშლების შემდეგ $\rho_в$ იღებს ρ_2-ის მნიშვნელობას.

გეოლოგიურ ჭრილზე, სადაც დაბალომიანი გარემო (თიხები) გადაფარავს მაღალომიანს (კირქვები), ვეზ-ის მრუდს, ექნება 92-ე ნახაზზე ნაჩვენები სახე.

ასეთ შემთხვევაში AB-ს გაზრდით დენი თანდათანობით ჩააღწევს ქვედა ჰორიზონტებში და $\rho_в$ მნიშვნელობა AB-ს გარკვეული გაშლების შემდეგ დაემთხვევა ρ_2-ის მნიშვნელობას. ρ_2/ρ_1 სხვადასხვა შეფარდების შემთხვევაში, გამოთვლილი და ერთ ნახაზზე დატანილი ρ_2-ის თეორიული გრაფიკები წარმოადგენს ორფენიან "p_3" პალეტს და აქვს 93-ე ნახაზზე ნაჩვენები სახე.

უნდა აღინიშნოს, რომ ρ_2-ის გაზრდით მრუდი თანდათანობით ღებულობს ასიმპტოტურ მნიშვნელობას და როცა $\rho_2 \to \infty$, $\rho_в$-ს გრაფიკი ღერძთან დახრილია 45°-იანი კუთხით.

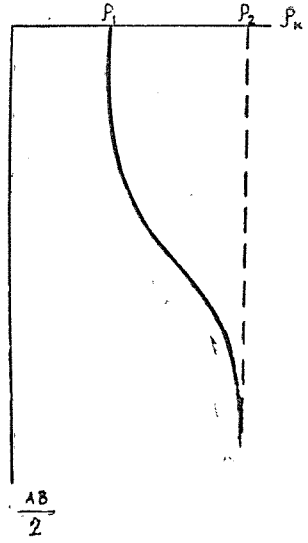


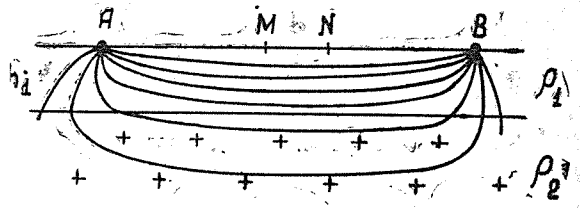
ნახ. 91. ჰორიზონტალური ორფეროვანი გარემოს ვეზ-ის მრუდი, როცა $\rho_1 > \rho_2$

სამფენოვანი ჭრილის შემთხვევაში ვეზ-ის მრუდების სახე იცვლება მოცემული გეოლოგიური ჭრილის მიხედვით. განვიხილოთ ოთხი შესაძლო ვარიანტი.

1. განვიხილოთ გეოელექტრული ჭრილი წინაღობათა შემდეგი განაწილებით: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, ამ შემთხვევაში ვეზ-ის მრუდს ექნება 94-ე ნახაზზე ნაჩვენები სახე.

AB-ს მცირე გაშლებზე $\rho_3 = \rho_1$; გაშლის გაზრდით დენი შეაღწევს და-

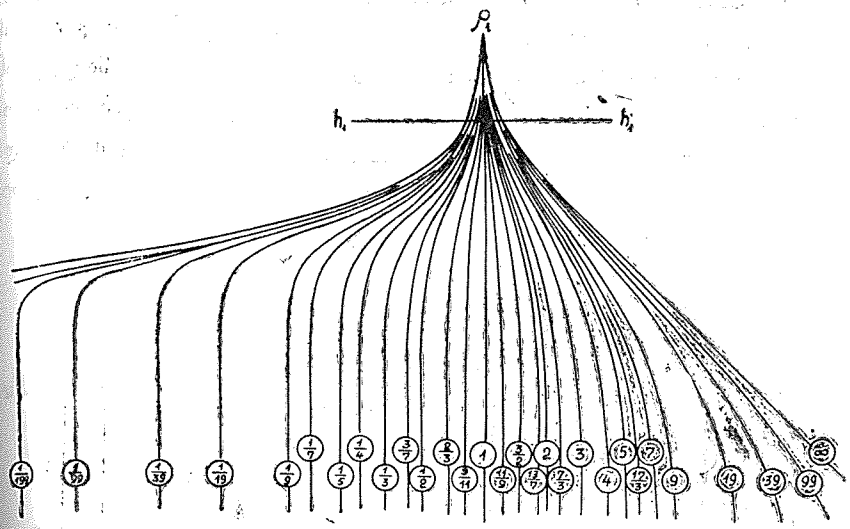




ნახ. 92. ჰორიზონტალური ორფეროვანი გარემოს ვეზ-ის მრუდი, როცა $\rho_1 < \rho_2$

ბალომიან გარემოში და ρ_3 შესაბამისად შემცირდება, AB-ს ძალიან დიდ გაშლებზე დენი ძირითადად გადის მესამე ფენაში, ხოლო როცა $AB \to \infty$, $\rho_3 \to \rho_3$.

სამფენიანი ვეზ-ის მრუდები, სადაც $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, ცნობილია H ტიპის მრუდების სახელწოდებით. ასეთი ჭრილებისათვის ამოხსნილია პირდაპირი ამოცანა და აგებულია თეორიული მრუდები პირველი და მეორე ფენის წინაღობებისა და სიმძლავრეების სხვადასხვა ფარდო-



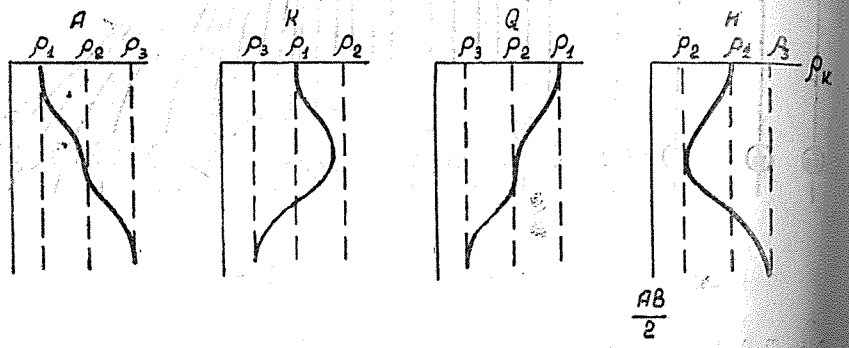
ნახ. 93. ორფენოვანი პალეტები „ρ_2“

ბის შემთხვევისათვის. თეორიულ პალეტებში გათვალისწინებულია $\gamma = \frac{h_2}{h_1}$ და $\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$ პარამეტრები. იმისდა მიხედვით, თუ როგორია მესამე ფენის წინაღობა, თეორიულად აგებულია პალეტები შემდეგი დაშვებით: $\rho_3 = \rho_1$, $\rho_3 = \sqrt{\rho_2}$, $\rho_3 \to \infty$.

2. განვიხილოთ გეოელექტრული ჭრილი წინაღობათა შემდეგი განაწილებით: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (ნახ. 94). აქაც ვეზ-ის მრუდი სახეს იცვლის ჭრილში წარმოდგენილი ჰორიზონტების სიმძლავრეებისა და წინაღობების ცვლილების მიხედვით (h_1. ρ_1; h_2, ρ_2; ρ_3). სამფენოვანი გარემოს ვეზ-ის მრუდები, სადაც $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, ცნობილია K ტიპის მრუდების სახელწოდებით. მათთვისაც ამოხსნილია პირდაპირი ამოცანები ელექტ-

რული პარამეტრების ცვლილების გათვალისწინებით (γ, μ, $\rho_3=\rho_1$, $\rho_3=\sqrt{\rho_2}$, $\rho_3=0$) და აგებულია შესაბამისი თეორიული პალეტები.

3. განვიხილოთ გეოელექტრული ჭრილი წინაღობათა შემდეგი განაწილებით $\rho_1>\rho_2>\rho_3$ (ნახ. 94). ამ შემთხვევაშიაც ვეზ-ის მრუდი სახეს იცვლის ჭრილში წარმოდგენილი ჰორიზონტების სიმძლავრეებისა და წინაღობათა ცვლილების მიხედვით. სამფენოვანი გარემოს ვეზ-ის მრუდები, სადაც $\rho_1>\rho_2>\rho_3$, ცნობილია Q ტიპის მრუდების სახელწოდებით. ამ შემთხვევისათვისაც ამოხსნილია პირდაპირი ამოცანები ელექტრული პარამეტრების ცვლილების გათვალისწინებით და აგებულია თეორიული პალატები, რომლებიც აადვილებს ექსპერიმენტული ვეზ-ის მრუდების ინტერპრეტაციას.



ნახ. 94. სამფენოვანი გარემოს შესაბამისი ვეზ-ის მრუდების ტიპები

4. განვიხილოთ გეოელექტრული ჭრილი წინაღობათა შემდეგი განაწილებით: $\rho_1<\rho_2<\rho_3$ (ნახ. 94). აქაც ვეზ-ის მრუდი სახეს იცვლის ჭრილში წარმოდგენილი ჰორიზონტების სიმძლავრეებისა და წინაღობათა მიხედვით. სამფენიანი გარემოს ვეზ-ის მრუდები, სადაც $\rho_1<\rho_2<\rho_3$, ცნობილია A ტიპის მრუდების სახელწოდებით. მათთვის ამოხსნილია პირდაპირი ამოცანები ელექტრული პარამეტრების ცვლილებების გათვალისწინებით და აგებულია თეორიული პალეტები.

ბუნებაში ხშირად საქმე გვაქვს მრავალფენოვანი გარემოს ზონდირებასთან. ოთხფენოვანი გეოელექტრული ჭრილისათვის არსებობს ვეზ-ის 8 ტიპი:

1. HK ტიპი, როცა $\rho_1>\rho_2<\rho_3>\rho_4$;
2. HA ტიპი, როცა $\rho_1>\rho_2<\rho_3<\rho_4$;
3. KH ტიპი, როცა $\rho_1<\rho_2>\rho_3<\rho_4$;
4. KQ ტიპი, როცა $\rho_1<\rho_2>\rho_3>\rho_4$;
5. QH ტიპი, როცა $\rho_1>\rho_2>\rho_3<\rho_4$;
6. QQ ტიპი, როცა $\rho_1>\rho_2>\rho_3>\rho_4$;
7. AK ტიპი, როცა $\rho_1<\rho_2<\rho_3>\rho_4$;
8. AA ტიპი, როცა $\rho_1<\rho_2<\rho_3<\rho_4$.

ოთხფენიანი მრუდები ტიპებად იყოფა ორი სამფენიანი მრუდის შეერწყმით.

შესაძლებელია ოთხფენიანი და მრავალფენიანი ვეზ-ის მრუდის შესაბამისი გეოელექტრული ჭრილის გათვლის მრავალი ვარიანტი, ამიტომაც ასეთი ტიპის მრუდების თეორიული პალეტების აგება პრაქტიკაში არ არის მიღებული.

განსაკუთრებით ღრმად მდებარე ჰორიზონტების შესწავლა მოითხოვს მკვებავი ელექტროდების ძალიან დიდ გაშლას, რაც პრაქტიკულად ერთობ გაძნელებულია. ამიტომ ასეთი ჰორიზონტების ზონდირებას ახდენენ დიპოლური დანადგარით. დიპოლური ელექტროზონდირების დროს (დეზ) შეიძლება გამოყენებულ იქნეს სხვადასხვა მოდიფიკაცია (აზიმუტური, რადიალური და სხვ.). ძიების ჩაწვდომის სიღრმეს ამ შემთხვევაში განსაზღვრავს მიმღები და მკვებავი დიპოლების ცენტრებს შორის მანძილი (R). R-ის გაზრდა უმჯობესია მოხდეს გეომეტრიული პროგრესიის მიხედვით.

დიპოლური ზონდირება წარმოებს ელექტროსაძიებო სადგურის საშუალებით. იზომება დენის I ძალა AB-ზე და პოტენციალთა ΔU სხვაობა MN-ზე. მოჩვენებითი ხვედრითი ელექტრული წინაღობა გამოითვლება ფორმულით $\rho_{მ_1}=K\dfrac{\Delta U_1}{I_1}$, სადაც K დიპოლური დანადგარის კოეფიციენტია. შემდეგ საველე ლაბორატორია გადადის ახალ პუნქტზე და $\rho_{მ_2}$ გამოითვლება R_2 მანძილისათვის.

დეზ-ის მრუდი აიგება ჩვეულებრივი ვეზ-ის მრუდის მსგავსად. ამ შემთხვევაში აბსცისთა ღერძზე გადაზომილი R (აზიმუტური და

ეკვატორული დანადგარის შემთხვევაში) ან $\frac{R}{2}$ (რადიალური და ღერძული დანადგარის შემთხვევაში), ხოლო ორდინატთა ღერძზე — შესაბამისი ρ_3-ს მნიშვნელობა.

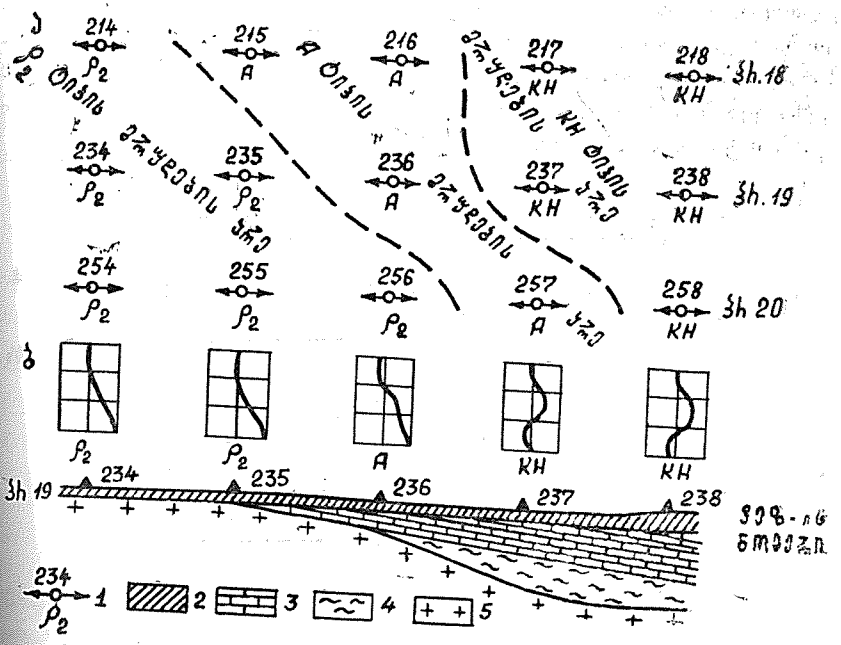
საზღვაო ელექტროზონდირების შემთხვევაში გამოიყენება დიპოლური ღერძული დანადგარი. მიმღები ხაზი და საზომი აპარატურა მოთავსებულია ერთ უძრავ გემზე, ხოლო მეორე გემზე მოთავსებული მკვებავი ხაზი გადაადგილდება უძრავი გემის ერთ (ერთმხრივი დიპოლური ზონდირება) მხარეს. გაზომვის მეთოდიკა და მრუდების აგება საზღვაო ელექტროზონდირების შემთხვევაში ანალოგიურია დიპოლური ელექტროზონდირების დროს მიღებული წესისა.

ვეზ-ისა და დეზ-ის მრუდების ინტერპრეტაცია შეიძლება იყოს ხარისხობრივი და რაოდენობრივი. ხარისხობრივი ინტერპრეტაცია გულისხმობს განსხვავებული წინაღობის მქონე ჰორიზონტების გამოყოფას, რის შედეგადაც შეიძლება ზოგადი წარმოდგენა ვიქონიოთ გეოლოგიურ ჭრილზე, მიახლოებით დავადგინოთ საყრდენი ჰორიზონტის მდებარეობა. საყრდენი ჰორიზონტი ეწოდება მაღალი ან დაბალი წინაღობის ჰორიზონტს, რომელიც ვრცელდება მთელ საკვლევ რაიონში და ხასიათდება საკმაოდ დიდი სიმძლავრით. რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია გულისხმობს გეოელექტრულ ჭრილში ცალკეული ფენების სიმძლავრეებისა და მათი ჭეშმარიტი წინაღობების დადგენას.

ვეზ-ის მრუდების ინტერპრეტაციის დროს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ეკვივალენტურობის პრინციპი, რაც იმაში მდგომარეობს, რომ სხვადასხვა გეოლოგიური ჭრილის ზონდირების დროს შეიძლება მივიღოთ ერთნაირი მრუდი. მაგალითად, სამფენიან H და A ტიპის მრუდებს შეიძლება შეესაბამებოდეს ეკვივალენტური ჭრილები, რომელთაც აქვს მეორე ფენის ერთნაირი გასწვრივი გამტარობა (S_2), ე. ი. სადაც $S_2=\frac{h_2}{\rho_2}=\text{const}$. ასევე K და Q ტიპის მრუდებს შეიძლება შეესაბამებოდეს ეკვივალენტური ჭრილები, რომელთაც აქვს მეორე ფენის ერთნაირი განივი წინაღობა (T_2), ე. ი. სადაც $T_2=h_2\rho_2=\text{const}$.

ეკვივალენტურობის პრინციპი მოქმედებს h_2-ისა და ρ_2-ის ცვლილების გარკვეულ ფარგლებში, რაც შეიძლება დადგინდეს სპეციალური დიაგრამებით.

პირველ რიგში უნდა ჩატარდეს მოპოვებული მასალის ხარისხობრივი ინტერპრეტაცია. მიღებული ვეზ-ის მრუდების კლასიფიკაცია უნდა მოხდეს ტიპების მიხედვით. ამის შემდეგ, საკვლევი უბნის გეოლოგიური პირობების გათვალისწინებით, ამ მრუდებზე უნდა გამოიყოს ერთი ან რამდენიმე საყრდენი ელექტრული ჰორიზონტი, ე. ი. ისეთი ჰორიზონტი, რომელიც ნათლად გამოიყოფა ვეზ-ის მრუდით. ასეთი ჰორიზონტი შეიძლება იყოს როგორც დაბალომიანი (მაგალი-



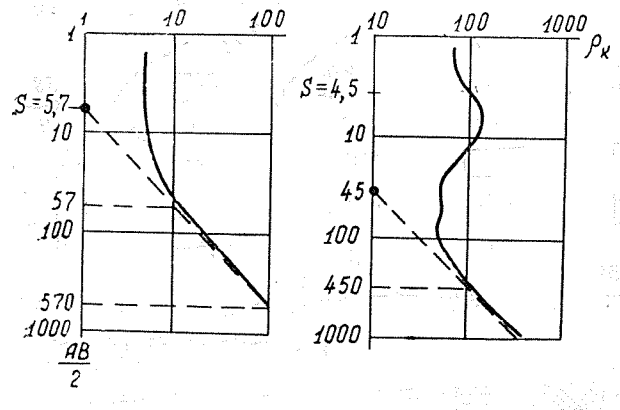
ნახ. 95. ა—ვეზ-ის მრუდების ტიპების რუკა, ბ—ვეზის მრუდები და გეოლოგიური ჭრილი, 1—ვეზ-ის წერტილი გაშლის მიმართულებისა და ტიპის ჩვენებით, 2—ნაყარი, 3—კირქვები, 4—თიხები, 5—კრისტალური ქანები

თად, თიხები), ისე მაღალომიანი (მაგალითად, კირქვები) და მთელ საძიებო ფართობზე ხასიათდებოდეს ფაციალური ერთგვაროვნობით.

ხარისხობრივი ინტერპრეტაციიდან რაოდენობრივ ინტერპრეტაციაზე გადასვლამდე საჭიროა შედგეს სხვადასხვა სახის დამატებითი

რუკები, კერძოდ, ვეზ-ის მრუდების ტიპების რუკა, რომელიც საშუალებას მოგვცემს საძიებო ფართობზე გამოვყოთ უბნები, სადაც უნდა მოველოდეთ ერთნაირი ტიპის ჭრილების არსებობას (ნახ. 95).

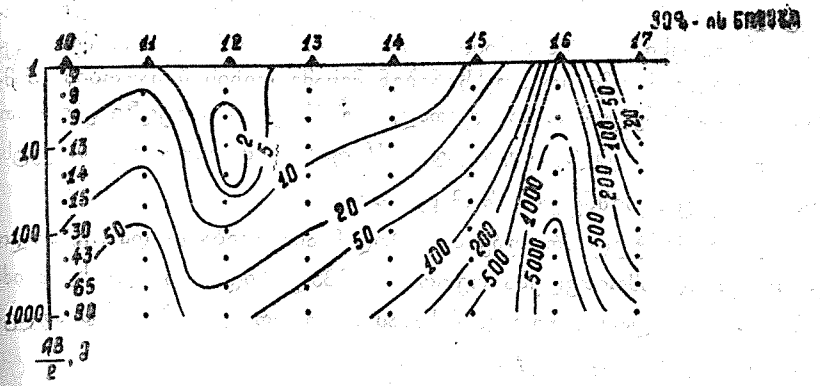
სასარგებლოა, აგრეთვე, შედგეს გასწვრივი გამტარობის (S) იზოხაზების რუკა იმ შემთხვევაში, როცა საყრდენ ჰორიზონტს აქვს ძალიან მაღალი გასწვრივი გამტარობა. ამ ჰორიზონტის ზევით მდებარე ქანების გასწვრივი გამტარობა დამოკიდებულია სიმძლავრეზე $S = \frac{h}{\rho_c}$. თუ ρ_2 მუდმივია, მაშინ S პირდაპირპროპორციულია h-ისა, თუ h მუდმივია, მაშინ S უკუპროპორციულია ρ_c-ისა. S-ის რუკები გამოიყენება საყრდენი ჰორიზონტის ზევით მდებარე ფენების სიმძლავრეებისა და მათი ფაციალური ცვლილებების შეფასებისათვის. 96-ე ნახაზზე ნაჩვენებია S-ის განსაზღვრის მაგალითი მაღალომიანი საყრდენი ჰორიზონტის შემთხვევაში.



ნახ. 96. S-ის განსაზღვრა მაღალომიანი საყრდენი ჰორიზონტის შემთხვევაში.

განივი წინაღობების (T) რუკები წარმოდგენას იძლევა ცალკეული ჰორიზონტის სიმძლავრეებზე და მათ ფაციალურ ცვლილებებზე. T-ს რუკები განსაკუთრებით ფართოდ გამოიყენება მიწისქვეშა წყლების ძიების საქმეში. რამდენადაც T პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებაშია სიმძლავრესა და წინაღობასთან, გაზრდილი T-ს უბნებში უნდა მოველოდეთ წყალშემცველი ჰორიზონტების სიმძლავრის ან ფაციალურად წყლიანი ჰორიზონტების, ან ორივე პარამეტრის გაზრდას.

ვეზ-ის შემთხვევაში ρ^{θ}-ს იზოომების რუკები შეიძლება აიგოს ნებისმიერი სიღრმისათვის (ნახ. 97). იგი წარმოდგენას გვაძლევს ამ სიღრმეზე არსებული ქანების წინაღობაზე. ამასთან ვეზ-ის შემთხვევაში იზოომების რუკები შეიძლება შედგეს მკვებავი ელექტროდების სხვადასხვა გაშლებისთვისაც. ელექტროსაძიებო სამუშაოების საბოლოო მიზანია ვეზ-ის მრუდების რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია. ინტერპრეტაციისათვის გამოიყენება თეორიული პალეტები, რომლებიც შედგენილია პირდაპირი ამოცანების ამოხსნის საფუძველზე.



ნახ. 97. მოჩვენებითი წინაღობის ჭრილი

რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია ხდება ექსპერიმენტულად მიღებული ვეზ-ის მრუდის შედარებით თეორიულად გამოთვლილ მრუდთან. ინტერპრეტაციის დროს ნებისმიერი ტიპის ვეზ-ის შემთხვევაში დაცული უნდა იქნეს ვეზ-ის ექსპერიმენტული და თეორიული მრუდების კოორდინატული ღერძების შეთავსება. ყველაზე მარტივია ორფენიანი მრუდების ინტერპრეტაცია. ექსპერიმენტული მრუდი, რომელიც დატანილია ბლანკზე, უნდა შეუთავსდეს თეორიულ პალეტს („ρ_2"), რომელზედაც აითვლება საძიებო ელემენტები.

ექსპერიმენტული მრუდი და ორი ურთიერთმართობული ღერძი გადააქვთ კალკზე და ადებენ ორფენიან პალეტს ისე, რომ საველე მრუდის ზედა ნაწილის ასიმპტოტა დაემთხვეს პალეტზე ρ_1-ის

ხაზს. შემდეგ პალეტზე კალკის ვერტიკალური გადაადგილებით აღწევენ საველე მრუდის ყველაზე საუკეთესო შეთავსებას თეორიული პალეტის ერთ-ერთ მრუდთან. კალკზე პალეტიდან გადააქვთ h_1-ისა და ρ_1-ის ხაზის გადაკვეთა და იწერენ პალეტის მრუდის ინდექსს (μ). შემდეგ კალკს ადებენ ბილოგარითმულ ბლანკს, საიდანაც აიღება პირველი ფენის ჭეშმარიტი წინაღობა და სიმძლავრე. თეორიული მრუდის მოდულის მიხედვით $\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$, ვიცით რა ρ_1, ადვილად გამოვთვლით მეორე ფენის წინაღობას.

უფრო რთულია სამფენიანი გარემოს შესაბამისი მრუდის ინტერპრეტაცია. ამ შემთხვევაშიც საინტერპრეტაციო მრუდი (კალკზე დატანილი) უთავსდება შესაბამისი ტიპის თეორიულ მრუდებს. შეთავსებისას პირველ რიგში ითვალისწინებენ მესამე ფენის წინაღობის ასიმპტოტურ მნიშვნელობას. მაგალითად, თუ H ტიპის მრუდზე ვხედავთ, რომ $\rho_3 > \rho_1$ იგი უნდა შეუთავსდეს H ტიპის იმ თეორიულ პალეტს, რომელზედაც აღნიშნულია, რომ $\rho_3 \to \infty$.

ექსპერიმენტულ მრუდზე პალეტიდან აითვლება ρ_1 და h_1, ხოლო ρ_2, ρ_3 და h_2 გამოითვლება თეორიული პალეტიდან. ρ_2 და h_2 შეიძლება გამოითვალოს აგრეთვე, შესაბამისი თეორიული მრუდის მოდულების მიხედვით ($\rho_2 = \mu\rho_1$; $h_2 = \gamma h_1$).

სამფენიანი გარემოს მრუდების ინტერპრეტაცია არ არის ცალსახა. სწორი ინტერპრეტაციისათვის აუცილებელია ვიცოდეთ მეორე ფენის წინაღობა (ρ_2). ამიტომ პირველ რიგში ინტერპრეტაციას იწყებენ იმ მრუდებით, რომლებიც მიღებულია ჭაბურღილის მახლობლად. ასეთ მრუდებს პარამეტრულ ვეზ-ის მრუდებს უწოდებენ. მათ უკეთებენ ინტერპრეტაციას ისეთი მოდულით, რომ მოხდეს ექსპერიმენტული მრუდის შეთავსება ისეთ თეორიულ მრუდთან, რომელზედაც მეორე ფენის სიმძლავრე ემთხვევა ჭაბურღილში (კერნის მიხედვით) გამოყოფილ განსხვავებული შედგენილობის რომელიმე ჰორიზონტს. აქედან იღებენ ფენის წინაღობას (უკვე პალეტის საშუალებით), რასაც ავრცელებენ ანალოგიური ტიპის ვეზ-ებისათვის. ρ_2-ის განსაზღვრისათვის ხშირად იყენებენ კაროტაჟული ზონდირების მონაცემებს.

მეორე ფენის წინაღობა შეიძლება გაგებულ იქნეს, აგრეთვე, პარამეტრული გაზომვებით თუ, რასაკვირველია, გეოლოგიური ფორმაცია, რომელიც გეოელექტრულ ჭრილში შეესაბამება მეორე ფენას, გამოდის დღიურ ზედაპირზე. ამ შემთხვევაშიც ადგილი ექნება გარკვეულ დამახინჯებას, რამდენადაც დღიურ ზედაპირზე ქანების წინაღობა (გამოფიტვის ხარჯზე) არ შეესაბამება მის რეალურ მნიშვნელობას.

ზოგჯერ მეორე ფენის წინაღობა შეიძლება მიახლოებით გამოთვლილ იქნეს γ პარამეტრის მიხედვით. კერძოდ, როცა $\gamma = 24$-ს, შეიძლება ითქვას, რომ პალეტიდან აღებული ρ_2-ის მნიშვნელობა უახლოვდება ჭეშმარიტს. ზოგადად ითვლება, რომ, როცა $\gamma > 5$—9, ρ_2 მნიშვნელობა ახლოა რეალურთან, ხოლო როცა $\gamma < 3$, შეიძლება განსხვავება მნიშვნელოვანი იყოს.

H და A ტიპის მრუდებისათვის მეორე ფენის სიმძლავრე შეიძლება გამოითვალოს ფორმულით

$$h_2 = \frac{\gamma h_1}{\mu\rho_1} \cdot \rho_2, \qquad \text{(XV.3)}$$

ხოლო K და Q ტიპის მრუდებისათვის — ფორმულით

$$h_2 = \frac{\gamma h_1 \mu\rho_1}{\rho_2}. \qquad \text{(XV.4)}$$

კიდევ უფრო რთულია მრავალფენიანი მრუდების რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია. ოთხფენიანი ჭრილის შემთხვევაში განისაზღვრება პირველი სამი ფენის სიმძლავრე (h_1, h_2 და h_3) და ოთხივე ფენის წინაღობა (ρ_1, ρ_2, ρ_3 და ρ_4) ოთხფენიანი მრუდის ინტერპრეტაციას ახდენენ ორ ნაწილად: ჯერ ჩატარდება ინტერპრეტაცია პირველი სამფენიანი ვარიანტის დაშვებით (მეოთხე ფენა მხედველობაში არ მიიღება). ამ გზით განისაზღვრება ρ_1, ρ_2, ρ_3 და h_1 და h_2. შემდეგ პირველ ორ ფენას ცვლიან ერთი ეკვივალენტური ფენით და საზღვრავენ მის ჯამურ სიმძლავრესა და წინაღობას (სხვადასხვა ტიპის ვეზ-ის შემთხვევაში ეკვივალენტური ფენის პარამეტრების განსაზღვრის ხერხები განსხვავებულია). ამის შემდეგ ახდენენ მრუდის ქვედა ნაწილის ინტერპრეტაციას, რითაც განისაზღვრება მესამე ფენის წინაღობა და სიმძლავრე და მეოთხე ფენის წინაღობა. ასეთ შემთხვევაში ცდომილება, რასაკვირველია, მეტია, სამფენიანი ვეზ მრუდების ინტერპრეტაციასთან შედარებით.

ვეზ-ის მრუდების რაოდენობრივი ინტერპრეტაციის შედეგად თითოეულ წერტილში განისაზღვრება ცალკეული ფენების წინაღო-

ბები და სიმძლავრეები, რომელთა საშუალებით აგებენ გეოელექტრულ ჭრილს. შესაძლებელია გეოელექტრული ჭრილის გეოლოგიურ ჭრილში გადაყვანა. ამისათვის საჭიროა ელექტრული ჰორიზონტი გამოყოფილი ფიზიკური პარამეტრების მიხედვით, შევუთავსოთ შესაბამის გეოლოგიურ ფორმაციას. ზოგ შემთხვევაში ერთსა და იმავე ლითოლოგიურ ჰორიზონტში შეიძლება გამოიყოს განსხვავებული წინაღობის ფენები, ან პირიქით, ლითოლოგიურად განსხვავებული ჰორიზონტები ხასიათდებოდეს ერთნაირი წინაღობებით. ასეთ შემთხვევაში მათი დიფერენციაცია არ ხერხდება.

ვეზ მეთოდი ფართოდ გამოიყენება მრავალი გეოლოგიური ამოცანის გადასაწყვეტად. განსაკუთრებით დიდია ამ მეთოდის შესაძლებლობა სტრუქტურულ გეოლოგიაში, კერძოდ, კრისტალური ფუნდამენტის რუკის შედგენისა და დანალექი ფორმაციების დანაწევრების საქმეში. ფართოდ გამოიყენება იგი, აგრეთვე, საინჟინრო გეოლოგიაში, კერძოდ, ნაყარის სიმძლავრის განსაზღვრისა და კლდოვანი ქანების სახურავის გამოსაყოფად; მიწისქვეშა წყლების ძებნა-ძიებისას და მისი მინერალიზაციის განსაზღვრისათვის, აგრეთვე, დანალექი ტიპის სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიებისას. ვეზ-ით შეიძლება განისაზღვროს ქანების ანიზოტროპია. კერძოდ, ერთსა და იმავე ქანებში ნაპრალიანობის გაბატონებული მიმართულების დასადგენად ატარებენ წრიულ ვერტიკალურ ელექტრულ ზონდირებას (წვეზ). ამ დროს ერთსა და იმავე წერტილში ზონდირება ხდება დანადგარის გაშლის სხვადასხვა მიმართულებით. თითოეული გაშლისათვის აიგება $\rho_в$ -ს დიაგრამა, რომელიც მიუთითებს ნაპრალიანობაზე. ელიფსის პოლარობა სხვადასხვა გაშლებისათვის შეიძლება შეიცვალოს, რაც მიუთითებს სიღრმის მიხედვით ნაპრალური სტრუქტურების მიმართულების შეცვლაზე.

§ 75. ზონდირება გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით

ელექტროსაძიებო სადგურით „ეპ"-62 *AB*-ს სხვადასხვა გაშლაზე ერთდროულად იზომება ქანების ხვედრითი ელექტრული $\rho_в$ წინაღობა და $\eta_в$ პოლარიზებადობა (ვეზ-ვპ). ვეზ-ის მრუდთან ერთად ლოგარითმულ ბლანკზე აიგება $\eta_в$ -ს მრუდი. $\eta_в$ -ს მრუდის ინტერპრეტაცია ხდება სპეციალური თეორიული პალეტების დახმარებით. იგი საშუალებას იძლევა ჰორიზონტალური განლაგების ფენობრივ ჭრილში

გამოიყოს განსხვავებული პოლარიზებადობის მქონე ჰორიზონტები და დადგინდეს მათი სიმძლავრეები. როგორც წესი, $\rho_в$ -ს და $\eta_в$ -ს ცვლილების ხასიათს განიხილავენ ერთმანეთთან კავშირში, მათი შედარება და ანალიზი დამატებით ინფორმაციას იძლევა ჭრილის აგებულებაზე.

ვეზ და ვპ-ს კომბინირებული მეთოდი გამოიყენება მადნისა და შინერალიზებული წყლის შემცველი ჰორიზონტების ძიების საქმეში, რაზედაც მარტო ვეზ-ით მიღებული მონაცემების ინტერპრეტაცია არ იძლევა ცალსახა პასუხს.

§ 76. მაგნიტოტელურული ზონდირების მეთოდები

მაგნიტოტელურული მეთოდებით შესაძლებელია ჰორიზონტალური და სუსტად დახრილი განსხვავებული ელექტრული და მაგნიტური პარამეტრების მქონე ჰორიზონტების გამოყოფა. მაგნიტოტელურულ მეთოდებში ყველაზე უკეთ დამუშავებულია საკუთრივ მაგნიტოტელურული ზონდირების მეთოდი (მტზ). ფართოდ გამოიყენება, აგრეთვე, მაგნიტოტელურული პროფილირებისა (მტპ) და ტელურული დენების (ტდმ) მეთოდები.

მაგნიტოტელურული ზონდირების მეთოდი (მტზ) და მისი ნაირსახეობა — სიღრმული მაგნიტოტელურული ზონდირების (სმტზ) მეთოდი — დამყარებულია სხვადასხვა სიხშირის ბუნებრივი ელექტრომაგნიტური ველების შესწავლაზე.

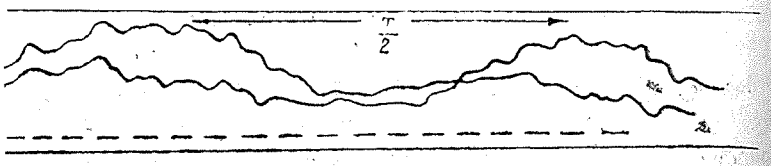
მუშაობის მეთოდიკა ემყარება ერთ წერტილში სხვადასხვა სიხშირის დედამიწის ელექტრომაგნიტური ველის ელექტრული და მაგნიტური კომპონენტების (E_x, E_y, H_x, H_y) გაზომვას. სრული ინფორმაციისათვის საჭიროა დგომის წერტილზე ჩაიწეროს რხევების არანაკლებ 5—8 ჯგუფი, რომლებიც ერთმანეთისაგან პერიოდით განსხვავდება 1,5—2-ჯერ. ელექტრული და მაგნიტური მდგენელების საშუალოპერიოდიანი ვარიაციების სათანადო დამუშავება საშუალებას იძლევა გამოითვალოს ჯამური გასწვრივი გამტარობა იმ წყებისა, რომელიც გადაფარავს მაღალი წინაღობის მქონე საყრდენ ელექტრულ ჰორიზონტს. ვარიაციები იწერება ოსცილოგრაფის საშუალებით (ნახ. 98). ოსცილოგრამის დამუშავების შედეგად გამოითვლიან ე. წ. მოჩვენებით წინაღობას

$$\rho_{\tau xy}=0{,}2T\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2, \qquad \text{(XV.5)}$$

ან

$$\rho_{\tau xy}=0{,}2\,T\left|\frac{E_y}{H_x}\right|^2. \qquad \text{(XV.6)}$$

ერთგვაროვანი გარემოსათვის ρ_τ ყველა მიმართულებით ერთნაირია და ტოლია ნახევარსივრცის (რომელსაც გადაკვეთს ელექტრომაგნიტური ტალღა) წინაღობისა. არაერთგვაროვან გარემოში ρ_τ გეოელექტრული ჭრილის რთული ფუნქციაა.



ნახ. 98. მაგნიტოტელუროგრამა

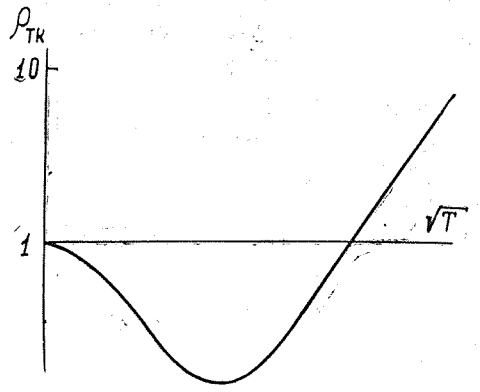
მტზ-ის გაზომვის წერტილები შეიძლება განლაგდეს ცალკეულ პროფილებზე ან თანაბრად მთელ საძიებო ფართობზე. წერტილებს შორის მანძილები იცვლება საძიებო ამოცანის მიხედვით 1-დან რამდენიმე კმ-მდე.

ზონდირების ყოველი წერტილისათვის სპეციალურ ბლანკებზე ლოგარითმულ მასშტაბში (მოდულით 6,25 ან 10 სმ) აიგება მტზ-ის მრუდები. ჰორიზონტალურ ღერძზე გადაზომავენ $\sqrt{T}$, ხოლო ვერტიკალურ ღერძზე $\rho_{\tau xy}$. ძიების ჩაწვდომის სიღრმეს განსაზღვრავს პერიოდი (T).

ისე როგორც მუდმივი დენით ვეზ-ის დროს, მტზ შემთხვევაში მიიღება გეოლოგიური ჭრილის შესაბამისი მრუდები, რაც შეიძლება ახასიათებდეს ორ-, სამ- და მრავალფენიან გარემოს. სამფენიანი გარემოს შემთხვევაში განიხილავენ H, K, Q და A ტიპის მრუდებს (ნახ. 99).

მრუდებს უკეთდება ხარისხობრივი და რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია. რაოდენობრივი ინტერპრეტაცია შეიძლება ჩატარდეს თეორიული პალეტების გამოყენებით, აგრეთვე, ელექტროგამომთვლელი მანქანებით (ეგმ).

თეორიული მრუდები მიღებულია პირდაპირი ამოცანების ამოხსნით, ისინი აგებულია იმავე მასშტაბში, როგორშიც ექსპერიმენტული მრუდები. ეს მრუდები დალაგებულია ტიპების მიხედვით, რის საფუძველზედაც შედგენილია პალეტები. პალეტებით ინტერპრეტაციისას ეძებენ ექსპერიმენტული მრუდის საუკეთესო შეთავსებას თეო-



ნახ. 99. მაგნიტოტელურული ზონდირების სამფენიანი (H ტიპის) მრუდი

რიულთან. ისე, როგორც ჩვეულებრივ ვეზ-ში, განისაზღვრება ცალკეული განსხვავებული ელექტრომაგნიტური პარამეტრების მქონე ფენების სიმძლავრეები და წინაღობები.

ინტერპრეტაციის ანალიზური ხერხები (დამახასიათებელი წერტილების მეთოდი) გამოიყენება ჭრილის გასაშუალებული პარამეტრების დადგენის მიზნით. მაგალითად, თუ კრისტალური ფუნდამენტი გადაფარულია დაბალი წინაღობის დანალექი წყებით, მტზ-ის მრუდის მიხედვით განისაზღვრება დანალექი წყების ჯამური გასწვრივი გამტარობა. ემპირიულად დადგენილია, რომ გასწვრივი გამტარობა გამოითვლება, აგრეთვე, ფორმულით

$$S=356\sqrt{T_\text{მინ}}, \qquad \text{(XV.7)}$$

$$S=520\sqrt{\frac{T_\text{მინ}}{\rho_\text{მინ}}}. \qquad \text{(XV.8)}$$

თუ გვეცოდინება დანალექი წყების გასწვრივი გამტარობა, შეიძლება გამოვითვალოთ მაღალომიანი საყრდენი ჰორიზონტის ჩაწოლის სიღრმე

$$H \approx S \cdot \rho_{\text{დან.}}. \qquad \text{(XV.9)}$$

მტზ-ს ფართოდ იყენებენ სტრუქტურული გეოლოგიური საკითხების შესწავლის საქმეში (ფუნდამენტის ჩაწოლის სიღრმის განსაზღვრა, დანალექი ფორმაციების დანაწევრება).

მტზ მეთოდით კვლევის სიღრმე არ აღემატება რამდენიმე კმ-ს. უფრო ღრმად მდებარე ჰორიზონტების შესწავლის მიზნით იყენებენ სიღრმულ მაგნიტოტელური ზონდირების (სმტზ) მეთოდს. ამ მიზნით გამოიყენება რხევები, რომელთა პერიოდები ძალიან დიდია. სმტზ-ით შესაძლებელია დედამიწის ქერქისა და მანტიის შესწავლა. სმტზ-ით მანტიაში რამდენიმე ასეულ კმ სიღრმეზე შესაძლებელი გახდა კარგი გამტარი ფენების გამოყოფა.

მაგნიტოტელურული პროფილირების მეთოდები თავისი დანიშნულებით უფრო ახლოა ზონდირებასთან, ვიდრე პროფილირებასთან, ამიტომაც მათ ამ თავში განვიხილავთ.

ტელურული დენის მეთოდით (ტდმ) ხდება დედამიწის ელექტრული ველის მდგენელების (E_x, E_y) ვარიაციების სინქრონული რეგისტრაცია საბაზისო წერტილსა და საკვლევ წერტილს შორის. ამ მეთოდით განსაზღვრავენ სხვადასხვა ტელურულ პარამეტრს: ველის დაძაბულობის ვექტორის ორ მდგენელს, აგებენ ველის საშუალო დაძაბულობის ($\vec{E}$) რუკებს. უბნებზე, სადაც მაღალი წინაღობის საყრდენი ელექტრული ჰორიზონტი უახლოვდება დღიურ ზედაპირს, აღინიშნება $\vec{E}$-ს მაქსიმუმი, ხოლო, სადაც დღიურ ზედაპირს უახლოვდება დაბალომიანი საყრდენი ელექტრული ჰორიზონტი, აღინიშნება $\vec{E}$ მინიმუმის არსებობა.

ტელურული დენების მეთოდი ფართოდ გამოიყენება სტრუქტურულ გეოლოგიაში. მისი საშუალებით წარმატებით ხორციელდება დანალექ წყებებში გაზისა და ნავთობშემცველი უბნების შემოკონტურება.

მაგნიტოტელურული პროფილირების (მტპ) მეთოდით გაზომვის წერტილში აითვლება ველის ელექტრული და მაგნიტური მდგენელები (E_x, E_y, H_x, H_y). მაგნიტოტელუროგრამის დამუშავების შედეგად ყოველ წერტილზე გამოიანგარიშება იმპედანსი $Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y}$ ან $Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x}$ რომელიც ასახავს განზოგადოებულ გეოლოგიურ ჭრილს.

მიღებულია ფორმულები, რომელთა დახმარებით მყარდება ფუნქციონალური დამოკიდებულება იმპედანსსა და ფუნდამენტის სიღრმეს შორის. იმპედანსის გაზრდას შეესაბამება დღიურ ზედაპირთან კრისტალური ფუნდამენტის მიახლოება.

მტზ და მტპ მოპოვებული მასალების ინტერპრეტაცია ძირითადად ხარისხობრივ ხასიათს ატარებს, თუმცა შესაძლებელია მათი რაოდენობრივი ინტერპრეტაციაც. კერძოდ, მტპ მეთოდში კრისტალური ფუნდამენტის სიღრმე

$$H \approx \frac{796\rho_e}{|Z|}, \qquad \text{(XV.10)}$$

სადაც ρ_e არის დანალექი ფენის ჯამური გასწვრივი წინაღობა, $|Z| = \left|\frac{E_x}{H_y}\right|$ —იმპედანსის მოდული, რომელშიც E_x იზომება მვ/კმ-ში, ხოლო H_y—გამებში.

§ 77. ელექტრომაგნიტური ზონდირება

ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდები საფუძვლად უდევს დამყარებული ცვლადი ხელოვნური ელექტრული ველების შესწავლას. ამ მეთოდების ფიზიკური საფუძვლები მაღალ- და დაბალსიხშირული პროფილირების მეთოდების ფიზიკური საფუძვლების ანალოგიურია. თუ პროფილირების დროს გამოიყენება დანადგარის ელექტროდების მუდმივი ფიქსირებული გაშლები, წინასწარ შერჩეული რომელიმე სიხშირე, ველის დროში დამყარება, რაც უზრუნველყოფს ძიების მუდმივ სიღრმეს, ზონდირების შემთხვევაში გამოიყენება სიხშირის დიდი ინტერვალი, მისი ველის დამყარების დრო. დანადგარის სხვადასხვა გაშლები, რაც შესაძლებელს ხდის სხვადასხვა სიღრმეზე ძიებას.

არჩევენ დაბალ- და მაღალსიხშირულ ელექტრომაგნიტურ ზონდირებას. დაბალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდებს მიეკუთვნება ზონდირება ველის დამყარების მეთოდით („ზს“) და სიხშირული ზონდირების მეთოდი („ჩზ“), ხოლო მაღალსიხშირული

ზონდირების მეთოდებს — ვერტიკალური ინდუქციური ზონდირების მეთოდი („ვიზ“), რადიოტალღებით ზონდირების მეთოდი („რვზ“), რადიოლოკალიზაციის იმპულსური მეთოდი („იმრ“) და სხვ.

ველის დამყარების მეთოდში არჩევენ ორ ვარიანტს: ზონდირება შორეულ ზონაში („ზსდზ“) და ზონდირება ახლო ზონაში („ზსბზ“), რასაც წერტილოვან ზონდირებასაც („ზსტ“) უწოდებენ.

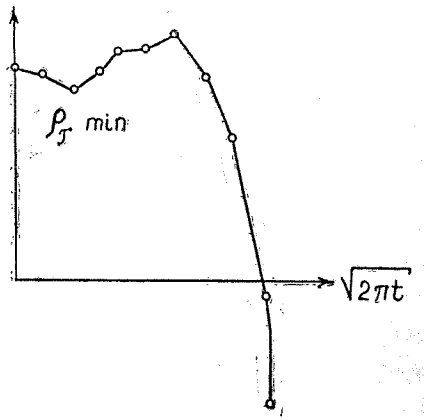
ახლო ზონაში ზონდირების დროს მკვებავ დიპოლსა და დგომის წერტილს შორის მანძილი 2—3-ჯერ ნაკლებია დღიური ზედაპირიდან საყრდენ ჰორიზონტამდე სიღრმესთან შედარებით. ხოლო შორეულ ზონაში მანძილი წყაროსა და გაზომვის წერტილს შორის 3—10-ჯერ მეტია საყრდენ ჰორიზონტამდე სიღრმესთან შედარებით.

ახლო ზონაში სიგნალები იწერება პერიოდულად, რეგისტრაციის დრო

$$t \approx 2 \cdot 10^{-6} HS, \qquad \text{(XV.11)}$$

სადაც H არის საყრდენი ჰორიზონტის სიღრმე; S — საყრდენ ჰორიზონტამდე მდებარე ქანების ჯამური გასწვრივი გამტარობა. ახლო ზონისათვის

$$\rho_\tau = K \left[\frac{I_0}{\Delta U(t)}\right]^{2/3} t^{-5/6}, \qquad \text{(XV.12)}$$



ნახ. 100. საველე მრუდი

სადაც I_0 არის დენის ძალა მკვებავ დიპოლში; t — დრო დიპოლში დენის გამორთვიდან რეგისტრაციამდე; ΔU — პოტენციალთა სხვაობა მიმღებ ხაზში.

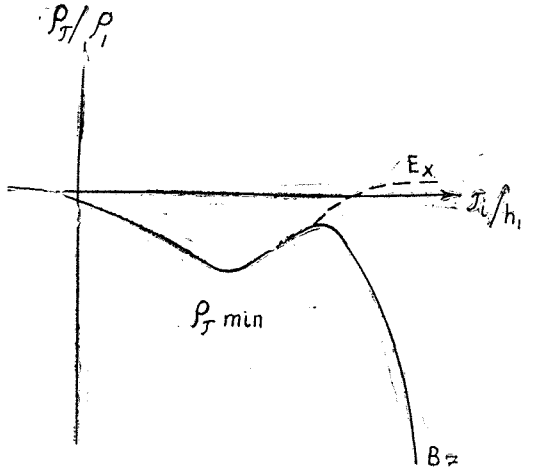
შორეული ზონისათვის

$$\rho_\tau = K \frac{\Delta U(t)}{I_0}. \qquad \text{(XV.13)}$$

ერთ წერტილში აიღება ρ_τ-ს არანაკლებ 7—10 მნიშვნელობა.

მასალის ინტერპრეტაცია იწყება მრუდების აგებით. ორდინატთა ღერძზე გადაზომავენ ρ_τ ხოლო აბსცისთა ღერძზე $\sqrt{2\pi t}$ (ნახ. 100).

თეორიული მრუდის ორდინატზე გადაზომილია ρ_τ-ს ფარდობა პირველი ფენის წინაღობასთან, ხოლო აბსცისთა ღერძზე — უგანზომილებო პარამეტრის ფარდობა პირველი ფენის სიმძლავრესთან (ნახ. 101).



ნახ. 101. თეორიული მრუდი

$$\tau_i = \sqrt{10^7 \rho_1 2\pi t}. \qquad \text{(XV.14)}$$

მოპოვებული მასალის ინტერპრეტაცია ნიშნავს საყრდენ ჰორიზონტამდე მდებარე ქანების ჯამური გასწვრივი გამტარობის განსაზღვრას. საძიებელ სიღრმეს ანგარიშობენ ფორმულით

$$H = \rho_l \cdot S. \qquad \text{(XV.15)}$$

ρ_l-ის მნიშვნელობა ისაზღვრება პარამეტრული ზონდირებით, ხოლო S აითვლება თეორიული პალეტიდან.

ველის დამყარების მეთოდით ზონდირება ფართოდ გამოიყენება სტრუქტურული გეოლოგიური ამოცანების გადაწყვეტის, განსაკუთრებით კრისტალური ფუნდამენტის ზედაპირის აგეგმვის საქმეში. ახლო ზონაში ზონდირების მეთოდი წარმატებით გამოიყენება სულფიდური მადნეული საბადოების ძებნა-ძიების საქმეში.

სიხშირული ელექტრომაგნიტური ზონდირება („ჩზ“) დამყარებულია ელექტრომაგნიტური ველის ელექტრული და მაგნიტური მდგენელების შესწავლაზე. ველი დედამიწაში იქმნება ელექტრული დიპოლით ან მარყუჟით, რომელიც იკვებება სხვადასხვა სიხშირის ცვლადი დენით. მუშაობის პრინციპითა და გამოყენების სფეროთი სიხშირული ზონდირების მეთოდი ახლოა დეზ-ისა და მაგნიტოტელურული ზონდირების მეთოდებთან.

თავი XVI

მიწისქვეშა ელექტროძიების მეთოდები

მიწისქვეშა ელექტროძიების მეთოდები ძირითადად დამუშავდა სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიების მიზნით. სხვადასხვა ტიპის გამადნებული სხეულებისა და შემცველი ქანების ელექტრომაგნიტური პარამეტრები ზოგჯერ მკვეთრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ამ თვისებების გამო გამადნებულ სხეულებში ბუნებრივი და ხელოვნური წარმოშობის ელექტრული და ელექტრომაგნიტური ველები შეიძლება შესუსტდეს ან გაძლიერდეს. ეს ქმნის საფუძველს ნორმალური ველისაგან გამოიყოს ანომალიური ველი, ე. წ. მადნური ტიპის ანომალიები.

მიწისქვეშა ელექტროძიების მეთოდები ითვალისწინებენ გეოელექტრული ჭრილების შესწავლას სამთო გამონამუშევარსა და დედამიწის ზედაპირს შორის, აგრეთვე, ცალკეულ სამთო გამონამუშევრებს შორის.

სასარგებლო წიაღისეული უმრავლეს შემთხვევაში მოიპოვება სამთო გამონამუშევრებით. შახტები, ჭაბურღილები, გვირაბები მადნიანი ჰორიზონტების გადაკვეთისას რეალურად უჩვენებს მადნის არსებობას, მის სახესა და სტრუქტურას. მაგრამ ცალკეული სამთო გამოანგარიშებით არ შეიძლება დადგინდეს გამადნებული სხეულის სივრცეში გავრცელების სურათი. მართალია, სამთო სამუშაოების გარკვეული ქსელის შემთხვევაში ადგენენ მადნის გავრცელების სტრუქტურულ რუკებს, ანგარიშობენ მარაგებს, მაგრამ ეს სამუშაოები დაკავშირებულია დიდ ხარჯებთან. ასეთ შემთხვევაში ელექტროძიების როლი უაღრესად დიდია.

სამთო გამონამუშევრებში შეიძლება გამოიყენონ ელექტროძიების ყველა ის მეთოდი, რომელიც ზემოთ განვიხილეთ. განსხვავება მდგომარეობს მოპოვებული მასალის ინტერპრეტაციის პრინციპებში. გარდა ამისა, არსებობს სპეციალური მეთოდები, რომლებიც დამუშავებულია მიწისქვეშა ძიებისათვის.

ჭაბურღილებსა და ნებისმიერ სამთო გამონამუშევრებში გამადნებული სულფიდური სხეულის თვალისდევნების მიზნით შეიძლება შევისწავლოთ ამ სხეულში ფიზიკურ-ქიმიური წარმოშობის ველი. ამ შემთხვევაში ერთი არაპოლარიზებადი ელექტროდი თავსდება უშუალოდ სულფიდურ სხეულში, ხოლო მეორე ელექტროდი — მიწის ზედაპირზე ან სხვა სამთო გამონამუშევარში. ამრიგად შეიძლება დადგინდეს გამადნებული სხეულის ზომები და მისი სივრცობრივი განაწილება.

სამთო გამონამუშევრებში შეცვლილია გამადნებული სხეულებისა და შემცველი გარემოს ბუნებრივი ფიზიკურ-მექანიკური თვისებები, ეს უკანასკნელი კი იძლევა შესაბამის ინფორმაციას, რომელთა აღრიცხვა და ინტერპრეტაცია შესაძლებელს ხდის დადგინდეს სამთო გამონამუშევრებში ხელოვნური გზით ფიზიკურ-მექანიკური თვისებებით შეცვლილი ქანების გავრცელების უბნები. მაგალითად, ნახშირის საბადოებზე ჭაბურღილებსა და სამთო გამონამუშევრებში შეისწავლიან ე. წ. სამთო დარტყმებს, რაც ემყარება გამონამუშევრებში მექანიკური თვისების შეცვლით გამოწვეულ ფიზიკურ პარამეტრებზე დაკვირვებებს.

არსებობს გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდის მიწისქვეშა ვარიანტი, რომელიც გამოიყენება ბეშ-ის მეთოდთან ერთად. დამუშავებულია სპეციალური მეთოდი — პოლარიზებული მრუდების კონტაქტური ხერხი („კსპპ“). ამ დროს მადანში, რომელიც გადაკვეთილია

ჭაბურღილით, ატარებენ დენს და შეისწავლიან პოტენციალს დღიურ ზედაპირზე ან სხვა გამონამუშევრებში. იგება გრაფიკები, რომლებიც გვიჩვენებს დამოკიდებულებას პოტენციალსა და გატარებული დენის სიმკვრივეს შორის. შემუშავებულია ინტერპრეტაციის მეთოდიკა, რომლის საშუალებითაც ფასდება გამადნების რაოდენობრივი და თვისობრივი შედგენილობა. უკანასკნელ პერიოდში შეიქმნა ამ მეთოდის მოდიფიკაცია, ე. წ. პოლარიზებული მრუდების უკონტაქტო ხერხი („ბსპპ“), რომლის საშუალებითაც დგინდება გამადნებული უბნების გავრცელების ზომები, მიახლოებითი მარაგი და ნივთიერი შედგენილობა.

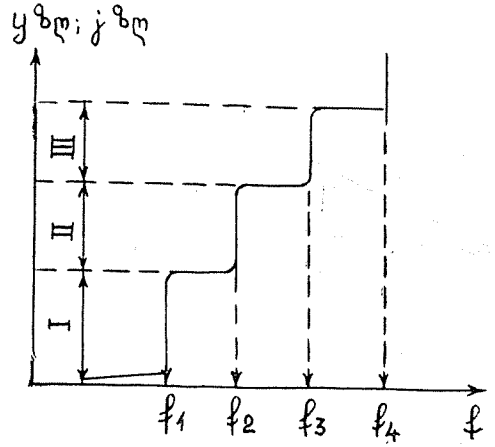
პოლარიზებული მრუდების კონტაქტური ხერხი დამყარებულია შემდეგ პრინციპზე: ერთი მკვებავი ელექტროდი მოთავსებულია მადანში, ხოლო მეორე — მადნის შემცველ გარემოში. კონტაქტურ პოტენციალთა სხვაობას ზომავენ მიმღები ელექტროდებით, რომელთაგან ერთ-ერთი მადანშია მოთავსებული. ელექტრული დენის მოქმედებით მინერალსა და ტენიან ქანს შორის მიმდინარეობს ელექტროქიმიური რეაქციები: ჟანგვითი (ანოდური), როცა მადანთან მიერთებულია დენის წყაროს დადებითი პოლუსი და აღდგენითი (კათოდური), როცა მადანთან მიერთებულია დენის წყაროს უარყოფითი პოლუსი.

მადანი, მასში დენის გავლის დროს, განიცდის ელექტროქიმიურ გარდაქმნას. მადნის სხვადასხვა მინერალი ელექტროქიმიურ რეაქციებში სხვადასხვანაირად შედის. როცა მინერალი იწყებს რეაქციაში მონაწილეობას, ამ დროს პოტენციალთა სხვაობა იზრდება, ხოლო დენი უცვლელი რჩება. გარკვეული ძაბვის შემდეგ მინერალი მთლიანად შევა ელექტროქიმიურ რეაქციაში. დენის შემდგომი გაზრდით ელექტროქიმიურ რეაქციაში შესვლას იწყებს შედარებით ნაკლებად აქტიური მინერალი, როცა გარკვეულ ძაბვაზე ისიც მთლიანად შევა რეაქციაში, იწყება უკვე სხვა მინერალის ელექტროქიმიური რეაქციები და ა. შ.

დენს, რომელიც საჭიროა მინერალის ელექტროქიმიური რეაქციის დაწყებისათვის, უწოდებენ ზ ღ ვ რ უ ლ დ ე ნ ს. ძაბვის სიდიდე გვიჩვენებს მინერალის სახეს, ხოლო ზღვრული დენის სიდიდით განისაზღვრება ამ მინერალის მასა (ნახ. 102).

აქედან გამომდინარე, მეთოდი საშუალებას იძლევა დავადგინოთ მადნის ნივთიერი შედგენილობა და განვსაზღვროთ მისი მასა.

ელექტროქიმიური რეაქციები საფუძვლად უდევს ძიების მეთოდს, რომელიც **ცნობილია მეტალთა ნაწილობრივი ამოკრეფის** სახელწოდებით („ჩიმ“). ქანსა და მადანში დენის გაშვებით მინერალები კათიონებისა და ანიონების სახით გადადის ხსნარში და გამოიყოფა ელექტროდებზე (ელექტროლიზის პრინციპი). ქიმიურ ლაბორატორიაში განისაზღვრება გამოყოფილ ნივთიერებათა შედგენილობა და მასა. იგე-



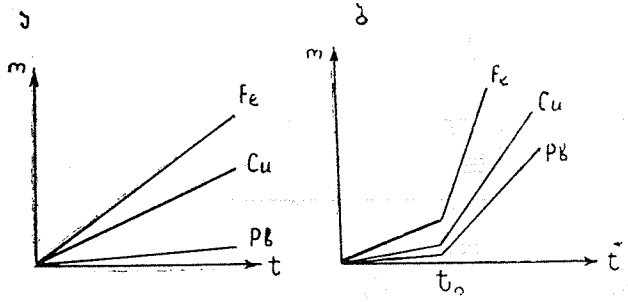
ნახ. 102. პოლარიზაციის მრუდი

ბა სპეციალური ჰოდოგრაფები, რომლებიც განსაზღვრავს ელექტრული დენის მოქმედების არეში მეტალური კომპონენტების არსებობას (ნახ. 103).

სამთო გამონამუშევრებში ელექტროსაძიებო მეთოდებიდან დეტალურად არის დამუშავებული დ ა მ უ ხ ტ უ ლ ი ს ხ ე უ ლ ი ს მ ე თ ო დ ი. იგი გამოიყენება, აგრეთვე, მიწისზედა ელექტროძიებაშიც.

დამუხტული სხეულის მეთოდით მუშაობის დროს დენის წყაროს ერთ-ერთი პოლუსი (ერთ-ერთი მკვებავი ელექტროდი) მიერთებულია დენის კარგად გამტარ ობიექტთან (მადნური სხეული), ხოლო მეორე პოლუსი (მეორე მკვებავი ელექტროდი) გადატანილია მისგან „უსასრულობაში“. ეს ისეთი მანძილია, რომელიც 15—20-ჯერ უნდა აღემატებოდეს სხეულის სავარაუდო ზომებს (ნახ. 104).

გამტარ სხეულში (მადანში) დამიწება ხდება ბუნებრივ გაშიშვლებებზე, სამთო გამონამუშევრებსა და ჭაბურღილებში. ამ შემთხვევაში მადნის სხეული გამოდის, როგორც დიდი ელექტროდი, რომლიდანაც მიწაში ჩადის დენი. კვლევის პროცესში შეისწავლება ამ ელექტროდის გარშემო პოტენციალის განაწილება.



ნახ. 103. გეოელექტროქიმიური ჰოდოგრაფი: ა—ერთგვაროვანი გარემოს თვის; ბ—გამადნებისათვის

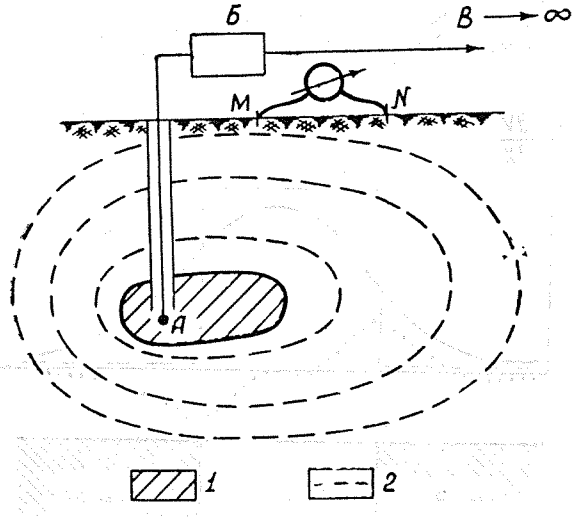
თუ საძიებო სხეული არის იდეალური გამტარი, მაშინ მის ყველა წერტილს ექნება ერთნაირი პოტენციალი, რომელიც დენის წყაროს პოლუსის პოტენციალის ტოლია. როდესაც შემცველი გარემოს წინაღობა ძალიან მაღალია, დენი მასში ნაკლებად შედის და გარემოსა და მადნის საზღვარზე გვაქვს პოტენციალის მკვეთრი ნახტომი. რეალურ პირობებში გამადნებული სხეული არ წარმოადგენს იდეალურ გამტარს, ხოლო შემცველი გარემო — იდეალურ იზოლატორს, ამიტომ საზღვარზე, მადანი — გარემო პოტენციალის ნახტომი არც ისე მკვეთრია.

პოტენციალის განაწილების შესწავლა დამუხტული სხეულის ირგვლივ შეიძლება ჩატარდეს სხვადასხვა მეთოდით, როგორიცაა პოტენციალის, გრადიენტისა და ეკვიპოტენციური ხაზების გადევნება.

პოტენციალის მეთოდით მუშაობისას ერთ-ერთ მიმღებ ელექტროდს ათავსებენ მადნის სხეულიდან მოშორებით, სადაც პოტენციალი ნულის ტოლად შეიძლება ჩაითვალოს, ხოლო მეორე მიმღები ელექტროდი გადააქვთ პროფილებზე, რომლებიც განლაგებულია

საძიებო სხეულის მოსალოდნელი მიმართების მართობულად. ამ გზით შეიძლება აიგოს პოტენციალის გრაფიკები და იზოხაზების რუკები.

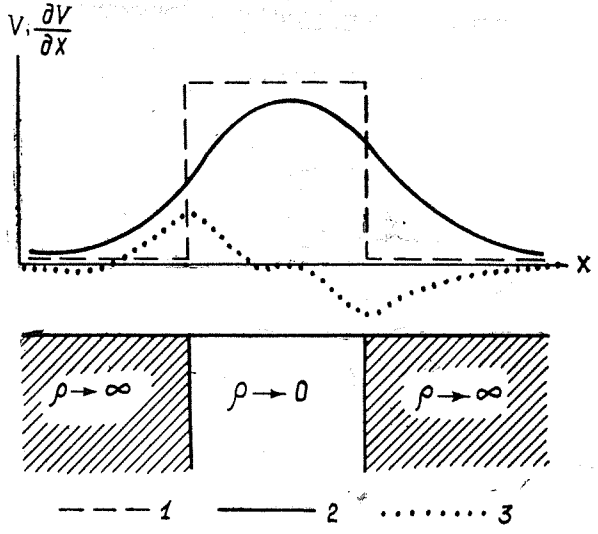
ეკვიპოტენციური ხაზები შეიძლება მივიღოთ მათი ადგილზე უშუალო გადევნებითაც. ერთ-ერთ ელექტროდს ათავსებენ ნებისმიერ წერტილში, ხოლო მეორე გადააქვთ მოსალოდნელი იზოხაზების მიმართუ-



ნახ. 104. დამუხტული სხეულის ველი: 1—მადანი, 2—იზოხაზები

ლებით, დაახლოებით 20 მეტრ მანძილზე. თუ აღმოჩნდა, რომ ამ წერტილებს შორის პოტენციალთა სხვაობა ნულის ტოლია, ეს ნიშნავს, რომ ეს წერტილები იზოხაზზე ზის. ეძებენ წერტილს, სადაც პოტენციალთა სხვაობა ნულს გაუტოლდება. ნაპოვნ წერტილს ამაგრებენ, მასზე გადააქვთ უკანა ელექტროდი, ხოლო წინა ელექტროდით ეძებენ იმავე იზოხაზების ახალ წერტილს. ფართობზე ამ გზით პოულობენ ერთნაირი პოტენციალის მქონე ყველა წერტილს, ვიდრე არ მივლენ საწყის წერტილში, ე. ი. ვიდრე არ ჩაატარებენ იზოხაზების შეკვრას. შემდეგ ანალოგიური გზით ეძებენ ფართობზე ახალი იზოხაზის განაწილებას და ა. შ. პოტენციალთა სხვაობა იზოხაზებს შორის მუდმივი უნდა იყოს.

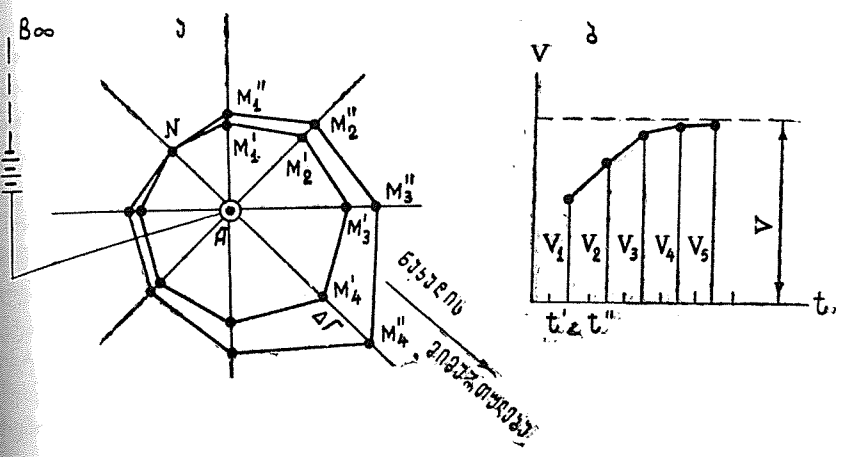
გრადიენტის მეთოდით მუშაობისას პროფილზე გადადის ორივე მიმღები ელექტროდი საძიებელი სხეულის მოსალოდნელი მიმართების მართობულად. პროფილზე აგებენ პოტენციალის განაწილების გრაფიკს, რომლისთვისაც დამახასიათებელია პოტენციალის გრადიენტის ნიშნის ცვლა გამტარ სხეულზე და ორი ექსტრემუმის არსებობა დამუხტული სხეულის საზღვრებზე შემცველ გარემოსთან (ნახ. 105). გრადიენტის ექსტრემუმის არსებობა კონტაქტებში აიხსნება იმით, რომ კონტაქტში, მადანი — შემცველი გარემო — პოტენციალი ეცემა დიდი სიჩქარით. გამადნებული სხეულის მცირე სიმძლავრის შემთხვევაში მრუდი მინიმუმიდან მაქსიმუმზე გადადის ისე, რომ ნულოვან ხაზს გადაკვეთს ერთ წერტილში, ხოლო დიდი სიმძლავრის სხეულის შემთხვევაში აღინიშნება ამ ხაზის გადაკვეთა რამდენიმე წერტილში.



ნახ. 105. დამუხტული სხეულის პოტენციალის გრაფიკები: 1—იდეალურად გამტარი დამუხტული სხეული უსასრულო წინაღობის გარემოში, 2—კარგი გამტარი მაღალი წინაღობის გარემოში; 3—პოტენციალის გრადიენტის გრაფიკი

დამუხტული სხეულის მეთოდი ფართოდ გამოიყენება დეტალური აგეგმვისა და კარგად გამტარი სხეულების ძიების მიზნით (სულფიდური მადნები, ზოგიერთი ჟანგეული, გრაფიტისა და ანთრაციტის დახრილი შრეები, ტექტონიკური აშლილობის ზონები, რომლებიც ამოვსებულია გამტარი მასალებითა და სხვ.). დამუხტული სხეულის მეთოდი საშუალებას იძლევა დადგინდეს გამტარი სხეულის ფორმა, ზომები, განისაზღვროს კავშირი ცალკეულ მადანგამოვლინებებს შორის.

დამუხტული სხეულის მეთოდი ფართოდ გამოიყენება, აგრეთვე, ჰიდროგეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად, კერძოდ, მიწისქვეშა წყლების დინების მიმართულებისა და სიჩქარის განსაზღვრის მიზნით, როცა წყალშემცველი ჰორიზონტი გახსნილია ერთი ჭაბურღილით, მასში ერთდროულად უშვებენ მარილიან ტომარას და ერთ-ერთ მკვებავ ელექტროდს. მარილის გახსნის ხარჯზე წყალი მინერალიზებული ხდება, რაც დენს კარგად ატარებს. მინერალიზებული წყალი მოძრაობს მიწისქვეშა ნაკადის მიმართულებით, ნაკლებად სწრაფად — მის მართობულად და პრაქტიკულად არ მოძრაობს დინების საწინააღმდეგო მიმართულებით.



ნახ. 106. მიწისქვეშა დინების მიმართულებისა (ა) და სიჩქარის (ბ) განსაზღვრა დამუხტული სხეულის მეთოდით

პოტენციალს ზომავენ ჭაბურღილში ჩაშვებული ელექტროდის მიმართ სხვადასხვა სიღრმეზე. ჭაბურღილში მარილის ჩაშვების მომენტში ყველა სიღრმეზე პოტენციალთა სხვაობა ჭაბურღილში ჩაშვებულ ელექტროდსა და სხვა მოძრავ ელექტროდს შორის ერთნაირი უნდა იყოს, ე. ი. ჭაბურღილის ცენტრის მიმართ მიიღება წრიული იზოხაზი. გარკვეული დროის შემდეგ იზოხაზი მიიღებს ფორმას, რომელიც გაჭიმული იქნება მიწისქვეშა წყლის დინების მიმართულებით (ნახ. 106).

მეოთხე ნაწილი

ძიების სეისმური მეთოდი

სეისმური ძიება (სეისმოძიება) საძიებო გეოფიზიკის ერთ-ერთი ყველაზე მნიშვნელოვანი მეთოდია, რომელიც ხელოვნურად აღძრული დრეკადი ტალღებით სწავლობს დედამიწის ქერქის გეოლოგიურ აგებულებას.

აფეთქებითა და არაფეთქებადი ხერხებით (დარტყმა, ვიბრაცია) წარმოქმნილი დრეკადი ტალღები მათი აღძვრის წყაროდან ყოველი მიმართულებით ვრცელდება და დედამიწის ქერქში დიდ სიღრმეებს აღწევს. ვინაიდან ქერქის შემცველი ქანები ხასიათდება დრეკადი ტალღების გავრცელების განსხვავებული სიჩქარეებითა და სიმკვრივეებით, ფენათა გამყოფ ზედაპირებზე დრეკადი ტალღების გავლისას წარმოიშობა არეკლილი და გარდატეხილი ტალღები, რომელთა ნაწილი დედამიწის ზედაპირს უბრუნდება და აქ სპეციალური აპარატურის საშუალებით ფიქსირდება. ტალღის აღძვრის პუნქტიდან რეგიტრაციის პუნქტამდე მათი გარბენის დროის (კინემატიკა) გაზომვისა და რხევების ინტენსიურობის, ფორმის, სიხშირისა და სხვა პარამეტრების (დინამიკა) შესწავლის საფუძველზე განისაზღვრება იმ გეოლოგიური სტრუქტურების საზღვრების ფორმა და ჩაწოლის სიღრმე, რომლებზედაც არეკვლა ან გარდატეხა მოხდა. გარდა ამისა, შესაძლებელია ვიმსჯელოთ იმ ქანების შედგენილობის შესახებ, რომლებშიც დრეკადი ტალღა გავრცელდა. სეისმოძიება საშუალებას იძლევა დიდი სიზუსტით განისაზღვროს დანალექი ფენის შემადგენელი შრეების დახრის კუთხეები საკმაოდ დიდ სიღრმეებზედაც. ამიტომ სეისმოძიება ფართოდ გამოიყენება სტრუქტურული გეოლოგიის საკითხების გადასაწყვეტად, განსაკუთრებით კი ნავთობისა და გაზის საბადოების ძიებისას. ძიების სეისმური მეთოდები, აგრეთვე, წარმატებით გამოიყენება ქვანახშირის, ბოქსიტებისა და სხვა სასარგებლო წიაღისეულის საბადოების ძიებისა და სხვადასხვა საინჟინრო-გეოლოგიური საკითხის გადასაწყვეტად.

დიდ როლს ასრულებს სეისმოძიება რეგიონული გეოლოგიის ამოცანების გადაწყვეტაში.

სეისმოძიება შეიცავს ორ ძირითად მეთოდს: არეკლილ ტალღათა მეთოდს (ატმ) და გარდატეხილ ტალღათა მეთოდს (გტმ). თუმცა ამ მეთოდებში გამოიყოფა ვარიანტები, რომლებსაც სამუშაოთა ჩატარებისა და მასალების ინტერპრეტაციის განსხვავებული ხერხების გამო, ზოგჯერ დამოუკიდებელ მეთოდებადაც კი თვლიან.

სეისმოძიების მეთოდებს მიეკუთვნება, აგრეთვე, ე. წ. სეისმოელექტრული მეთოდი (სემ), რომელიც შეისწავლის აფეთქებით ან სხვა რაიმე იმპულსური წყაროებით აღძრული დრეკადი ტალღების მიერ ქანების ელექტრიზაციით (პოლარიზაციით) გამოწვეულ ელექტრომაგნიტურ ველს.

თავი XVII

ძიების სეისმური მეთოდის ფიზიკური და გეოლოგიური საფუძვლები

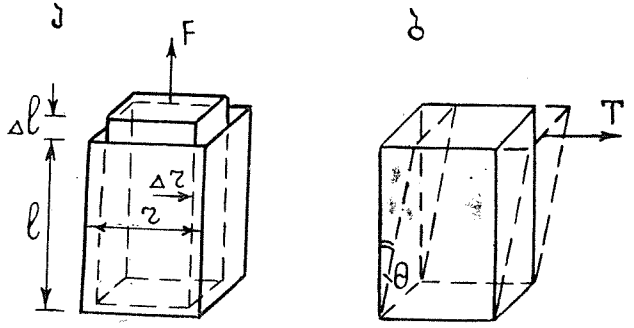
§ 78. დრეკადობის თეორიის ელემენტები

დედამიწის ქერქი პირველი მიახლოებით შეიძლება ჩაითვალოს მყარ დრეკად სხეულად, რომლის ელემენტარული ნაწილაკები უძრავ მდგომარეობაშია. ამდენად იმ პროცესების ახსნა, რომლებიც ქანებში მათზე მოდებული ძალების შედეგად ხდება, შეიძლება დრეკადობის თეორიის კანონების გამოყენებით.

დრეკადი დეფორმაციები. ძაბვები

განვიხილოთ იზოტროპიული იდეალური დრეკადი გარემოს მარტივი დეფორმაციები. იდეალური დრეკადი ეწოდება ისეთ გარემოს, რომელშიც მცირე დრეკადი დეფორმაციები ქრება მათი გამომწვევი ძალის მოქმედების შეწყვეტისთანავე. იზოტროპიულია გარემო, რომლის დრეკადი თვისებები ყოველი მიმართულებით ერთნაირია. წარმოსახვით გამოყოფენ ამ გარემოში ცილინდრის ფორმის მცირე ელემენტს და შეისწავლიან მას დეფორმირების შემდეგ. სხეულის

ფორმის, მოცულობისა და ზომების შეცვლას ძალების მოქმედებით დეფორმაცია ეწოდება. ცილინდრის ზომა და ფორმა იცვლება სხვადასხვაგვარად იმისდა მიხედვით, თუ რა ძალებით იყო გამოწვეული დეფორმაცია. ჭიმვა ან კუმშვა იწვევს ცილინდრის ელემენტების წაგრძელებას ან დამოკლებას ერთი ან რამოდენიმე მიმართულებით, ან მოცულობის შეცვლას (ნახ. 107, ა). დეფორმაციის ზომად ამ შემთხვევაში შეიძლება ჩაითვალოს ფარდობითი წაგრძელება ან დამოკლება. ასეთ დეფორმაციებს მოცულობით დეფორმაციებს უწოდებენ. მარტივი დეფორმაციის სხვა სახეა ე. წ. ფორმის ცვლის, ანუ ძვრის დეფორმაცია (ნახ. 107, ბ). ამ შემთხვევაში დეფორმაციის ზომად მიღებულია მართი კუთხის ცვლილება ძვრის სიბრტყეში. ასეთი დეფორმაცია არაა დაკავშირებული მოცულობის ცვლილებასთან.



ნახ. 107. დეფორმაციები: ა—ჭიმვის, ბ—ძვრის

მცირე ფართობზე მოქმედ ძალთა ტოლქმედის ფარდობას მის ფართობთან ძაბვა ეწოდება. ძაბვებსა და მათ მიერ გამოწვეულ დეფორმაციებს შორის კავშირი გამოისახება ჰუკის კანონით, რომლის თანახმად დეფორმაციები ძაბვების პირდაპირპროპორციულია. მცირე დეფორმაციებისათვის ჰუკის კანონის მართებულობა დამტკიცებულია მრავალრიცხოვანი ცდით.

ფარდობითი წაგრძელება მჭიმავ ძაბვასთან დაკავშირებულია შემდეგი ფარდობით (ნახ. 107 ა):

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{F}{S} \cdot \frac{1}{E},$$

სადაც E იუნგის მოდულია (გრძივი ჭიმვის მოდული), ხოლო l, Δl და S — ცილინდრული სხეულის სიგრძე, მისი ცვლილება (წაგრძელება) და განივკვეთია. რაც მეტია E, მით უფრო ძლიერად ეწინააღმდეგება ცილინდრის მასალა გაჭიმვას ან კუმშვას. გაჭიმვისას (კუმშვისას) ცილინდრის განივი ზომები მცირდება (დიდდება). თუ r-ით აღნიშნულია განივი ზომა (ნახ. 107, ა), მაშინ $\frac{\Delta r}{r}$ იქნება ფარდობითი განივი კუმშვა. განყენებულ რიცხვს, რომელიც გამოხატავს განივი დეფორმაციის ფარდობითი მნიშვნელობის შეფარდებას გრძივთან $\frac{\Delta r}{r} : \frac{\Delta l}{l} = \sigma$ პუასონის კოეფიციენტი ეწოდება. მყარი სხეულების დიდი უმრავლესობისათვის პუასონის კოეფიციენტი 0,25-ს უახლოვდება, საერთოდ კი $0 < \sigma < 0{,}5$.

თუ ცილინდრი განიცდის ყოველმხრივ კუმშვას, მაშინ მოცულობის ფარდობით ცვლილებასა $\Theta = \frac{\Delta V}{V}$ და სხეულში წარმოქმნილ ძაბვებს (რომლებიც ამ შემთხვევაში მხოლოდ ნორმალური იქნება) შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება: $\Theta = \frac{E}{S} \cdot \frac{1}{K}$. K კოეფიციენტს ყოველმხრივი კუმშვის მოდული ეწოდება.

მარტივი ძვრისას ძაბვასა და ძვრის კუთხეს შორის არსებობს კავშირი $T = \mu\gamma$ (ნახ. 107, ბ). μ კოეფიციენტს ძვრის მოდული ეწოდება. ძვრის მოდული არის პროპორციულობის კოეფიციენტი სხეულზე მოდებულ T მხებ ძაბვასა და ფარდობით ძვრას შორის, ანუ γ ძვრის კუთხეს შორის.

ზოგჯერ ხელსაყრელია გამოვიყენოთ კიდევ ერთი მოდული, რომელიც იუნგის მოდულთან და პუასონის კოეფიციენტთან დაკავშირებულია შემდეგნაირად: $\lambda = \frac{E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$. λ და μ—ლამეს კონსტანტებს უწოდებენ.

იზოტროპიული გარემოს დრეკადი თვისებების დასახასიათებლად საკმარისია წყვილ-წყვილად ვიცოდეთ შემდეგი მოდულები: K და μ, ან E და σ, ან λ და μ.

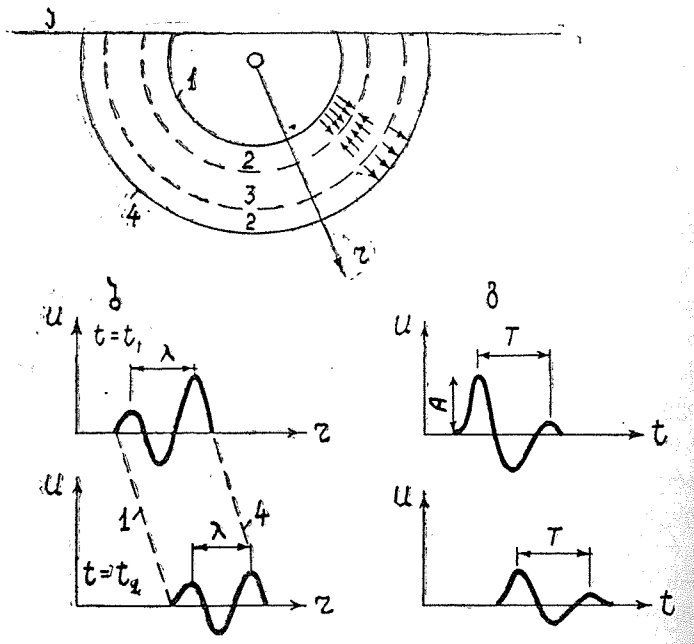
სეისმური ტალღები

დრეკადი სეისმური ტალღების წარმოშობის მიზეზი შეიძლება იყოს ნებისმიერი სუსტი ან ძლიერი შერყევა: ბიძგი, დარტყმა, აფეთქება, მიწისძვრა. სეისმოსაძიებო სამუშაოების ჩატარებისას დრეკადი რხევების აღსაძვრელად, ჩვეულებრივ, იყენებენ იმპულსურ წყაროებს (აფეთქება, დარტყმა). აფეთქებისას გარემომცველ გარემოში წარმოიქმნება დიდი წნევები და აფეთქების არიდან ნივთიერების ნაწილაკები ჩაიწნიხება გარემომცველ ქანებში. აფეთქების არე შემოსაზღვრულია ნგრევის ზონით (ქანების გამკვრივების ან ბზარწარმოქმნის ზონით). ნგრევის ზონის იქით იწყება ზონა, სადაც აფეთქება იწვევს ქანების დრეკად დეფორმაციებს — კუმშვას, გაჭიმვას და ძვრას, რასაც თან ახლავს ყოველი მიმართულებით გარემოს ნაწილაკების გადაადგილებები. წარმოქმნილი დეფორმაციები, თავის მხრივ, იწვევს დრეკადი ძაბვების წარმოშობას, რომლებიც ცდილობენ ნაწილაკი თავის პირვანდელ მდგომარეობაში დააბრუნოს. გარემოს უწყვეტობის გამო ნაწილაკების გადაადგილება იწვევს მეზობლად მდებარე ნაწილაკების გადაადგილებას და იქაც წარმოიქმნება დრეკადი ძაბვები. ნაწილაკების თანამიმდევრული ჩართვა მოძრაობაში და შემდგომ მათი დაცხრომა ვრცელდება გარემოში სეისმური ტალღების სახით, რომელთა სიჩქარეები შეიძლება სხვადასხვა იყოს, რადგან დამოკიდებულია გარემოს დრეკად მუდმივებსა და სიმკვრივეზე.

გარემოს ელემენტარული უბნების მოცულობის ცვლა და მათი მობრუნება ვრცელდება ორი განსხვავებული ტალღის სახით. ტალღაში, რომელიც მოცულობის ცვალებადობასთანაა დაკავშირებული, გარემოს ნაწილაკები ტალღის გავრცელების მიმართულებით ირხევა და ამიტომ ამ ტალღას გრძივს უწოდებენ და P-თი აღნიშნავენ. ძვრის დეფორმაციის დროს ნაწილაკები ირხევა ტალღის გავრცელების პერპენდიკულარული მიმართულებით და ამიტომ ამ ტალღას განივი ეწოდება. განივ ტალღებს S-ით აღნიშნავენ. ორივე ეს ტალღა გარემოს მთელ მოცულობაში ვრცელდება, ამიტომ მათ მოცულობით ტალღებს უწოდებენ.

ზედაპირს, რომელიც რხევებით მოცულ არეს გამოჰყოფს იმ არიდან, სადაც რხევები ჯერ არ დაწყებულა, ტალღის ფრონტი ეწოდება. იმპულსური წყაროს შემთხვევაში რხევები გარკვეული დროის შემდეგ ცხრება, ამასთან რხევების დაცხრომის არე თანდათანობით დიდდება. მისი საზღვარი ტალღის უკანა ფრონტს (ზურგს) ქმნის

(ნახ. 108, ა). წრფეებს, რომლებიც წყაროდან გამოდის და ტალღური ფრონტის მიმართ ყოველთვის ორთოგონალურია, სეისმურ სხივებს უწოდებენ (ნახ. 108, ა). დრეკადი ტალღის ენერგია ამ სხივების გასწვრივ გადაიტანება. წყაროს მახლობლად დრეკადი ტალღების ფრონტები სფერულ ზედაპირებს წარმოადგენს, ხოლო დიდ მანძილებზე — პრაქტიკულად ბრტყელ ზედაპირებს.



ნახ. 108. გრძივი ტალღის გავრცელება ერთგვაროვან გარემოში. ა—გარემოში ნაწილაკის გადაადგილების სქემა, ბ—ტალღის პროფილი, გ—ნაწილაკის რხევის გრაფიკები: 1—ტალღის ზურგი, 2—კუმშვის ზონა, 3—განკუმშვის ზონა, 4—ტალღის ფრონტი

აფეთქება ერთგვაროვან გარემოში შეიძლება მიახლოებით განვიხილოთ როგორც გაფართოების წერტილოვანი წყარო. პირველ მომენტში ნაწილაკთა გადაადგილება მიმართულია წყაროდან და ტალღის ფრონტზე წარმოიქმნება კუმშვის ზონა. ტალღის ფრონტი გადაადგილდება გარემოში, ამიტომ მასში შემდგომ წარმოიქმნება სამი ნახევარსფერული არე, რომლებიც გამოყოფილია ტალღის ფრონტებით (ნახ. 108, ა). რადგან წყარო იმპულსურია, არეში ნაწილაკთა გადაადგილების მიმართულება ერთხელ მაინც შეიცვლის ნიშანს. იმპულსური წყაროს შემთხვევაში გარემოს ნაწილაკები ირხევა სხვადასხვა სიხშირით (0-დან ∞-მდე). ამიტომ სეისმური ტალღის ამპლიტუდა, პერიოდი, სიხშირე და სიგრძე პირობითი ცნებებია და მათ უნდა დაემატოს განსაზღვრება: ხილული ან გაბატონებული.

წყაროდან გამოსული ნებისმიერი r რადიუსის გასწვრივ ნაწილაკთა გადაადგილების U გრაფიკს სეისმური ტალღის პროფილი ეწოდება. ნახ. 108, ბ-ზე მოცემულია ტალღის პროფილი დროის ორ t_1 და $t_2=2t_1$ მომენტში, გადაადგილების ერთნაირ მასშტაბში. ტალღის წყაროდან დაშორებასთან დაკავშირებით (ტალღის ფრონტის გაშლა) ნაწილაკთა გადაადგილების ველის შემცირება აიხსნება იმით, რომ იზრდება იმ სფერული შრის მოცულობა, რომლის ფარგლებშიცაა ტალღა. ეს შემცირება სფერულ ტალღაში r მანძილის უკუპროპორციულია.

წერტილს, სადაც მოცემულ მომენტში უდიდესია დადებითი გადაადგილება, ტალღის ზურგობი ეწოდება, ხოლო წერტილს მაქსიმალური უარყოფითი გადაადგილებით — ტალღის ღრმული. λ მანძილს ორ მეზობელ ზურგობს ან ღრმულს შორის ხილული (გაბატონებული) ტალღის სიგრძე ეწოდება.

განვიხილოთ წყაროდან r_1 მანძილით დაშორებული ნებისმიერი c_1 ნაწილაკის გადაადგილება. რხევის გრაფიკს უწოდებენ მრუდს, რომელიც გამოხატავს გადახრის დამოკიდებულებას დროზე (ნახ. 108, გ). ნაწილაკი იწყებს რხევას, როდესაც t_1 მომენტში ტალღის ფრონტი გაივლის და წყვეტს მოძრაობას $t_1'=t+\Delta t$ მომენტში ტალღის უკანა ფრონტის გავლის შემდეგ. t_1 დროს ეწოდება ტალღის შემოსვლის დრო მოცემულ წერტილში. თუ განვიხილავთ მეორე c_2 ნაწილაკს, რომელიც ამავე რადიუსზე r_2 მანძილზე იმყოფება, მაშინ მისი რხევის გრაფიკი პირველის მსგავსი იქნება, მაგრამ ორივე ნაწილაკის გადახრები დროის შესაბამის მომენტში წყაროდან მათი დაშორების მანძილების უკუპროპორციულია (ნახ. 108, გ).

წონასწორობის მდგომარეობიდან ნაწილაკის მაქსიმალურ გადახრას ჰარმონიული რხევის ანალოგიურად, უწოდებენ რხევის ხილულ ამპლიტუდას A, ხოლო T დროის ინტერვალს გადახრის

ორ მეზობელ ერთნაირ ექსტრემუმებს (მაქსიმუმები ან მინიმუმები) შორის — რხევის ხილულ (გაბატონებულ) პერიოდს.

ხშირად სარგებლობენ ხილული სიხშირის ცნებითაც, $f \equiv \frac{1}{T}$. V_p სიგრძივი და V_s განივი ტალღების სიჩქარეები დრეკადობის მოდულების საშუალებით გამოისახება შემდეგი ფორმულებით:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\,\frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}; \quad \text{(XVII.1)}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\,\frac{1}{2(1+\sigma)}}.$$

შევადგინოთ გამოსახულება, რომელიც გვიჩვენებს ტალღების გავრცელების სიჩქარეების თანაფარდობას მოცემულ გარემოში

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}. \quad \text{(XVII.2)}$$

აქედან ჩანს, რომ გრძივი ტალღის სიჩქარე ყოველთვის მეტია განივი ტალღის სიჩქარეზე. სხვადასხვა ქანისათვის σ იცვლება 0,15—0,35, ხოლო $\frac{V_p}{V_s}$ კი 1,5—2,2 ან $\frac{V_s}{V_p}$—0,3—0,6 ფარგლებში.

სითხეებში ძვრის დეფორმაცია არ არსებობს, ე. ი. $\mu = 0$ და $V_s = 0$, ამიტომ სითხეებში განივი ტალღები არ წარმოიშობა.

დრეკად შემოსაზღვრულ გარემოში, რომელსაც აქვს თავისუფალი ზედაპირი, წარმოიშობა განსაკუთრებული თვისებების მქონე ტალღები. ჰაერის ნაწილაკების შეჭიდულობის ძალები ბევრად მცირეა, ვიდრე ქანებისა და ამდენად შეიძლება ჩაითვალოს, რომ საქმე გვაქვს ძაბვებისაგან თავისუფალ ზედაპირთან. ეს იწვევს წარმოქმნილი ტალღების სწრაფად დაცხრომას თავისუფალი ზედაპირიდან დაშორებისას და ამიტომ ამ ტალღებს ზედაპირულ ტალღებს უწოდებენ. სეისმოძიებაში ზოგჯერ რელეის ზედაპირულ ტალღებს იყენებენ. ამ ტალღებში ნაწილაკი მოძრაობს ელიფსურ ორბიტაზე ტალღის გავრცელების მიმართულების პარალელურ ვერტიკალურ სიბრტყეში. არსებობს, აგრეთვე, ზედაპირული განივი ტალღა — ლიავას ტალღა. ლიავას ტალღებში ნაწილაკები ირხევა ტალღის გავრცელების მიმართულების

პერპენდიკულარულად განლაგებულ ჰორიზონტალურ სიბრტყეში. ლიავას ტალღა წარმოიშობა მაშინ, როდესაც დედამიწის ზედაპირზე მდებარეობს თხელი ფენა დაბალი V_{s1} სიჩქარით, რომელიც ნაკლებია მის ქვეშ მდებარე ფენის V_{s2} სიჩქარეზე. თუ $\sigma = 0{,}25$, მაშინ რელეის ტალღის გავრცელების სიჩქარე იქნება $V_R \approx 0{,}9\,V_s$, ხოლო ლიავას ტალღის სიჩქარე მოთავსებული იქნება ზღვარში $V_{s1} < V_L < V_{s2}$.

ქანების დრეკადი თვისებები

ქანები ერთიმეორისაგან საგრძნობლად განსხვავდება თავისი დრეკადი თვისებებით და, მაშასადამე, მათში სეისმური ტალღების გავრცელებაც განსხვავებული სიჩქარეებით ხდება. ერთი და იმავე ტიპის ქანისთვისაც კი ტალღის გავრცელების სიჩქარეები შეიძლება საგრძნობლად განსხვავებული იყოს, რაც კარგად ჩანს XVII.1 ცხრილში.

სიჩქარის ყველაზე დაბალი ($V_p \leqslant 1.0$ კმ/წმ) სიდიდეებით ხასიათდება დედამიწის ზედაპირთან განლაგებული სუსტად შეცემენტებული ქანები, ხოლო ყველაზე მაღალით — ჰალოგენური, კარბონატული, მაგმური და მეტამორფული ქანები, რომლებშიც V_p-ს მნიშვნელობა შეიძლება აღწევდეს 7 კმ/წმ.

20—60 კმ-ზე მეტ სიღრმეებზე V_p სიჩქარის სიდიდემ შეიძლება 8 კმ/წმ გადააჭარბოს. ამ სიღრმეებზე სიჩქარის ნახტომისებრი ზრდა (რომელიც ყველგან შეიმჩნევა) დაკავშირებულია, როგორც ჩანს, ქანების ფიზიკური მდგომარეობის შეცვლასთან, რითაც განპირობებულია ე. წ. მოხოროვიჩიჩის (მოხო) ზედაპირის არსებობა.

სეისმური ტალღის სიჩქარე დამოკიდებულია არა მარტო ქანის შედგენილობაზე, არამედ წნევაზე, ფორიანობაზე, ფორების შემვსებსა და ცემენტზე. ტერიგენულ ქანებში კაპილარული წყლის არსებობა იწვევს იუნგის მოდულის გადიდებას და V_p-ს საგრძნობ ზრდას. ამასთან სიჩქარის ნახტომისებრი ზრდა შეიმჩნევა ფორების წყლით მთლიანად ავსების დროს. V_p ზრდას წნევის ზრდაც იწვევს, რაც განსაკუთრებით შესამჩნევია ჭრილის ზედა ნაწილში, სადაც, როგორც წესი, გავრცელებულია ფხვიერი ქანები. კირქვებში, ამონთხეულ და მეტამორფულ ქანებში სიჩქარის შემცირების მიზეზი შეიძლება იყოს ტექსტურული ფორიანობა ან ბზარიანობა.

ცხრილი XVII.1

ქანი და გარემო	V_p კმ/წმ	V_s/V_p
ჰაერი	0,3—0,4	—
წყალი	1,4—1,6	—
ყინული	3,1—4,2	0,4 —0,5
ნიადაგის ფენა	0,2—0,8	0,5 —0,6
ღორღი, ხვინჭა, ქვიშა (მშრალი)	0,2—1,0	0,3 —0,7
თიხნარი (მშრალი)	0,3—1,1	0,5 —0,6
თიხა (მშრალი)	0,9—1,5	0,5 —0,6
ქვიშა (ტენიანი)	0,6—1,8	0,1 —0,3
თიხა (ტენიანი)	1,4—2,8	0,1 —0,3
ქვიშაქვა	1,8—4,0	0,35—0,6
დამზრალი წყალნაჯერი ქვიშები და თიხები	3,2—4,2	0,5
ცარცი	1,8—3,7	0,4 —0,5
კირქვა, დოლომიტი	2,1—6,5	0,5 —0,6
ქვამარილი	4,2—5,5	0,5 —0,6
გრანიტი	4,0—5,8	0,5 —0,6
გაბრო	6,0—7,0	0,5 —0,6
მეტამორფული ქანები	3,0—7,0	0,5 —0,6

განივი ტალღების სიჩქარეებიც დიდ ფარგლებში იცვლება: V_s/V_p ფარდობა მკვრივი ქანებისათვის 0,5-დან 0,6-ის ფარგლებში მერყეობს, გამონაკლისია წყალნაჯერი ქვიშები და თიხები, რომლებიც პრაქტიკულად არ ეწინააღმდეგება ძვრის დეფორმაციებს.

დრეკადობის თეორიის კანონები ზუსტია მხოლოდ იდეალური დრეკადი გარემოს პირობებში, მაგრამ გეოლოგიური გარემო არ არის ასეთი თვისებების მატარებელი. მასში სეისმური ტალღების ენერგია ნაწილაკებს შორის ხახუნის ხარჯზე შთაინთქმება. შთანთქმა დამოკიდებულია ქანის შედგენილობაზე, ფორიანობასა და სხვა მიზეზებზე. ყველაზე დიდი შთანთქმით ხასიათდება ზედაპირთან ახლო მდებარე ფხვიერი ქანები.

შთანთქმის შედეგად სეისმური ტალღის საწყისი ამპლიტუდა (A_0) მცირდება შემდეგი კანონით: $A=A_0 e^{-\alpha r}$, სადაც r ტალღის მიერ განვლილი გზაა; α — შთანთქმის კოეფიციენტი. თუ გავითვალისწინებთ ტალღის გეომეტრიულ განშლადობას, მაშინ მისი ამპლიტუდა

შემცირდება კანონით $A=A_0^{1}e^{-\alpha r} f(r)$, სადაც $f(r)$ განშლადობის ფუნქციაა. სფერული ტალღებისათვის $f(r)=\frac{1}{r}$, კონუსურებისათვის (გარდატეხილი) კი $f(r)=\frac{1}{r^2}$. $f(r)$-ს მნიშვნელობა დამოკიდებულია არა მარტო გარემოს მახასიათებლებზე, არამედ ამ გარემოში გამავალ ტალღის სიხშირეზედაც. ეს იწვევს სეისმური ტალღების ამორჩევით შთანთქმას, რაც განსაკუთრებით ნათლად ჩანს ჰრილის ზემო ნაწილში. არაერთგვაროვნობა და თხელფენოვნობა იწვევს ტალღების ნაწილობრივ განბნევას (წარმოიქმნება ძალიან სუსტი არეკლილი ტალღები). შთანთქმისა და განბნევის ცალ-ცალკე გამოყოფა შეუძლებელია, ამიტომ მათ ერთობლივ ზემოქმედებას აღწერენ შთანთქმის ეფექტური კოეფიციენტის ($\alpha_{ეფ}$) საშუალებით.

ზოგიერთ კრისტალს დრეკადი დეფორმაციების ზეგავლენით ელექტრული პოლარიზაციის თვისება გააჩნია, რომელთა გამომწვევი მიზეზები გარეგანი მექანიკური ძალებია. კრისტალის პოლარიზაცია ნიშნავს, რომ მის წახნაგებზე წარმოიშობა სხვადასხვა ნიშნის ელექტრული მუხტები. ეს ე. წ. პირდაპირი პიეზოელექტრული ეფექტია, რომელიც განსაკუთრებით კარგად აქვს გამოხატული შემდეგ მინერალებს: კვარცს, ტურმალინს, ნეფელინს.

ქანის პიეზოელექტრული თვისებები განპირობებულია არა მარტო მისი მინერალოგიური შედგენილობით, არამედ ქანის ტექსტურული თავისებურებებითა და კრისტალების ღერძების ორიენტაციითაც. პიეზოეფექტი მაქსიმალურია, როდესაც კრისტალები ორიენტირებულია სიმეტრიის ერთ-ერთი ელემენტის მიმართულებით.

მომეტებული პიეზოეფექტის მქონე ქანში სეისმური ტალღის გავლისას აღიძვრება ელექტრომაგნიტური ველი, რომლის ფიქსირება შესაძლებელია საკმაოდ შორი მანძილიდან. ეს საშუალებას იძლევა სეისმოელექტრული მეთოდის გამოყენებით ჩატარდეს ზოგიერთი სპეციფიკური ობიექტის ძებნა-ძიება.

§ 79. გეომეტრიული სეისმიკის საფუძვლები

ქანებში სეისმური ტალღის გავრცელება ტალღური პროცესია. პრაქტიკული ამოცანების უმრავლესობის გადასაწყვეტად საკმარისია ამ ტალღების კინემატიკური თავისებურებებით შემოფარგვლა და მათი

გავრცელების ე. წ. სხივური წარმოდგენების გამოყენება, რომლებიც დაფუძნებულია ოპტიკაში ცნობილი ჰიუგენს-ფრენელისა და ფერმას პრინციპებზე.

ჰიუგენსის პრინციპის თანახმად, ტალღის ფრონტის ნებისმიერი წერტილი შეიძლება განხილულ იქნეს როგორც რხევების დამოუკიდებელი წყარო. ახალი ტალღური ზედაპირის მისაღებად საჭიროა აიგოს ამ წყაროების ელემენტარული ტალღების ფრონტები — პირველ მიახლოებაში სფეროები $r = V(x, y, z)\Delta t$ რადიუსებით, სადაც $V(x, y, z)$ სიჩქარეა გარემოში, Δt — დროთა სხვაობა ცნობილი და საძიებელი ფრონტების მდებარეობებს შორის და მათზე გატარდეს მომვლები.

დრეკადი ტალღების გავრცელების გამოსახატავად იყენებენ იზოქრონებს — ზედაპირებს, რომლებსაც მოცემულ მომენტში ტალღის ფრონტი ემთხვევა. ერთი ტალღის იზოქრონების ერთობლიობას მათი ოჯახი ეწოდება, ხოლო იმ სივრცეს, რომლის ყოველ წერტილში ცნობილია ტალღის შემოსვლის დრო — დროთა ველი. ხშირად უფრო ხელსაყრელია ტალღის გავრცელება გამოისახოს სხივების — იზოქრონებისადმი ორთოგონალური წრფეების სახით. სხივი გვიჩვენებს ტალღის ფრონტის გადაადგილების მიმართულებას. სეისმური სხივის გასწვრივ ერთი წერტილიდან მეორემდე ტალღის გავრცელების დრო მინიმალურია (ფერმას პრინციპი). ამ უკანასკნელი დებულების გამოყენებით შეიძლება ჩამოყალიბდეს გეომეტრიული სეისმიკის სამი ძირითადი კანონი. გეომეტრიული სეისმიკა შეისწავლის ტალღის ფრონტებისა და სეისმური სხივების გავრცელებას იმ დაშვებით, რომ ტალღის სიგრძე უსაზღვროდ მცირეა მის ფრონტებთან და გარემოს არაერთგვაროვნებებთან შედარებით.

ფერმას პრინციპიდან გამომდინარე, სეისმოძიებაში ფართოდ არის გამოყენებული შემდეგი დებულებები:

1. ერთგვაროვან გარემოში სეისმური სხივი წრფეა, რადგან სიჩქარე მუდმივია. სიჩქარის თანდათანობით ცვლისას სხივი მრუდდება, ხოლო სიჩქარის ნახტომით შეცვლისას — ტეხილია;

2. არეკვლის კანონი $\sin \alpha_1/V_1 = \sin \alpha_2/V_2$, სადაც α_1 და v_1 არის დაცემის კუთხე და ვარდნილი (დამცემი) ტალღის სიჩქარე, α_2 და v_2 — არეკვლის კუთხე და არეკლილი ტალღის სიჩქარე. თუ დაცემული და არეკლილი ტალღების სიჩქარე თანაბარია, მაშინ $\alpha_1 = \alpha_2$;

3. გარდატეხის კანონი $\sin \alpha/V_1 = \sin \beta/V_2$, სადაც α და β არის ტალღის დაცემისა და გარდატეხის კუთხეები, V_1 და V_2 — შესაბამისად დაცემული და გარდატეხილი ტალღების სიჩქარეები.

ტალღის გავრცელების შესწავლის საკითხში დიდი მნიშვნელობა აქვს სუპერპოზიციისა და ნაცვალგების პრინციპებს. პირველის თანახმად, გარემოში ერთდროულად რამდენიმე ტალღა ვრცელდება და ყოველი მათგანი მოძრაობს ისე, თითქოს სხვა ტალღები არ არსებობს. მაგრამ გარემოს რომელიმე წერტილში ტალღების ერთდროულად მისვლისას, ამ წერტილში აღძრული რხევები ტალღების ზედდების შედეგი იქნება. ნაცვალგების პრინციპი მდგომარეობს იმაში, რომ აგზნების წყაროსა და სეისმური რხევების მიმღების ადგილის შენაცვლებით სხივების ფორმა და ნაწილაკების რხევის ხასიათი არ შეიცვლება.

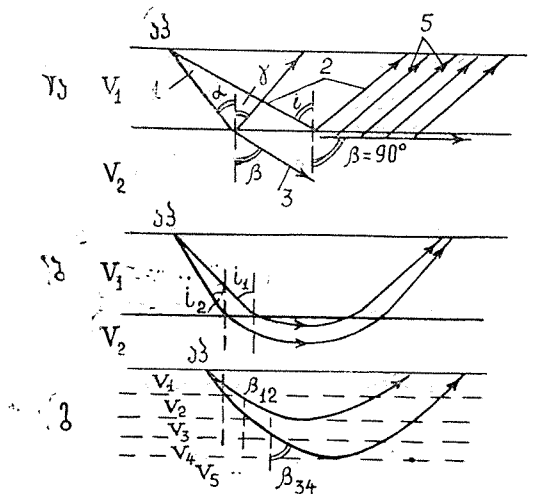
სეისმური ტალღის ტიპები

ერთგვაროვან გარემოში წერტილოვანი წყაროს მიერ აღძრული ტალღის ფრონტი სფერული ზედაპირია ცენტრით ამ წყაროში. ტალღას, რომელსაც ზედაპირზე აფიქსირებენ, პირდაპირი ტალღა ეწოდება. ფენობრივ გარემოში ტალღა გამყოფ ზედაპირზე არეკვლასა და გარდატეხას განიცდის. ამ დროს შეიძლება წარმოიქმნას არეკლილი და გარდატეხილი ტალღები როგორც იმავე ტიპის, როგორიც დაცემული ტალღა იყო (მონოტიპური ტალღები), ასევე სხვა ტიპის (გაცვლითი ტალღები). ასე რომ, ერთ ტალღას შეუძლია წარმოქმნას ოთხი ტალღა: ორი გარდატეხილი და ორი არეკლილი.

სეისმოძიებაში ძირითადად გრძივი ტალღები გამოიყენება. ამის მიზეზი ორია: ჯერ ერთი, გრძივი ტალღები განივ ტალღებთან შედარებით უფრო დიდი სიჩქარეებით ხასიათდება და ამიტომ რეგისტრაციის პუნქტში ისინი პირველი შემოდის, და მეორე — ფეთქებადი ან არაფეთქებადი წყაროების გამოყენებისას ძირითადად გრძივი ტალღები წარმოიქმნება. ამიტომ შემდგომში ძირითადად გრძივ ტალღებს განვიხილავთ, თუმცა ყველა კანონი განივი ტალღებისთვისაც მართებულია.

მონოტიპური გრძივი სეისმური ტალღა აირეკლება ისეთ ფენათა გამყოფ ზედაპირებზე, რომლებიც განსხვავებული ტალღური წინაღობით (აკუსტიკური სიხისტით ρV) ხასიათდება, ე. ი. არეკლილი ტალღის წარმოქმნის პირობა განისაზღვრება უტოლობით $\rho_1 V_1 \neq \rho_2 V_2$, სადაც V_1, ρ_1, V_2, ρ_2 ტალღის გავრცელების სიჩქარეები და ქანის სიმ-

კვრივეებია პირველსა და მეორე ფენაში. ამ შემთხვევაში დაცემის კუთხე არეკვლის კუთხის ტოლია (ნახ. 109, ა).



ნახ. 109. სეისმური ტალღის ძირითადი ტიპები: ა. 1—პირდაპირი; 2—არეკლილი; 3—გარდატეხილი გამავალი; 4—გარდატეხილი მოსრიალე; 5—გარდატეხილი მეწინავე; ბ—და გ—დიფრაგირებული ტალღები

გარდატეხილ ტალღათა შორის სეისმოძიებაში განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს ტალღები, რომლებიც $\alpha=i$ კუთხით ეცემა. ამ კუთხეს სრული შინაგანი არეკვლის კუთხე ეწოდება. ასეთ შემთხვევაში გარდატეხის კუთხე 90°-ის ტოლი ხდება და გამყოფი ზედაპირის გასწვრივ მოსრიალე გარდატეხილი ტალღა ვრცელდება. სწორედ ეს ტალღა, ჰიუგენსის პრინციპის თანახმად, წარმოქმნის ახალ ე. წ. მეთავე (მეწინავე) ტალღებს. ამ ტალღებს გარდატეხილ ტალღათა მეთოდი სწავლობს.

მეწინავე ტალღათა ბუნება განხილულია შემდგომ თავებში. როდესაც $\beta=90°$, $\sin\beta=1$, კრიტიკული კუთხის ფორმულა ღებულობს შემდეგ სახეს: $\sin i=\frac{V_1}{V_2}$, რადგან $\sin i<1$, მოსრიალე და, მაშასადამე მეწინავე ტალღის წარმოქმნის პირობაა $V_2>V_1$.

თუ დრეკადი ტალღის გავრცელების სიჩქარე ფენაში სიღრმის ზრდასთან ერთად იზრდება, მაშინ მასში გამავალი ტალღის სხივები მრუდდება და ზედაპირს უბრუნდება. ასეთ ტალღებს რეფრაგირებული ტალღები ეწოდება. 109, ბ ნახაზზე ნაჩვენებია რეფრაგირებული ტალღა. რეფრაგირებული ტალღის სხივების ასეთი ფორმა შეიძლება შემდეგნაირად აიხსნას (ნახ. 109, გ): თუ ფენა, რომელშიც სიჩქარე სიღრმის ზრდასთან ერთად უწყვეტად იზრდება დაიყოფა ცალკეულ თხელ შრეებად, სადაც $V_1<V_2<\ldots<V_n$, მაშინ მათ შორის საზღვრებზე გარდატეხილი ტალღები უნდა წარმოიქმნას. მოცემულ ჭრილში, არკვლა-გარდატეხის კანონის თანახმად, გარდატეხის კუთხეები ტალღის სიღრმეში ჩასვლასთან ერთად იზრდება ($\beta_{1,2}<\beta_{2,3}<\ldots<\beta_{n-1,n}$) მანამ, ვიდრე $\beta_{n-1,n}=90^0$. ამის შემდეგ ტალღა გამოვა დღიურ ზედაპირზე. განხილული თავისებურებით აიხსნება ის ფაქტი, რომ ტალღები, რომლებიც მსგავს ფენაში დაცემის მცირე კუთხეებით შედის, უფრო დიდ სიღრმეებს აღწევს.

როდესაც სეისმური ტალღა რთული აგებულების გარემოში (დაიკები, სხლეტა და სხვ.) ვრცელდება, პირდაპირი ტალღების ჩრდილის არეში შეიძლება წარმოიქმნას დიფრაგირებული ანუ გარსმოვლის ტალღები.

ყოველი განხილული სასარგებლო ტალღა შესაძლებელია დამოუკიდებლად იქნეს რეგისტრირებული, ამიტომ მათ ინდივიდუალურ ტალღებს უწოდებენ, მაგრამ ძალიან ხშირად აღინიშნება რიგი ტალღების ზედდება-ინტერფერენცია.

ჩამოთვლილი სასარგებლო ტალღების გარდა ჩანაწერებზე აღინიშნება სხვადასხვა ხელისშემშლელი ტალღა, რომლებსაც მიეკუთვნება: მიკროსეისმები — ქარით, წვიმით, ტრანსპორტის მოძრაობითა და სხვა მიზეზებით გამოწვეული ნიადაგის უწესრიგო რყევები; აფეთქების შედეგად წარმოქმნილი ზედაპირული და ბგერითი ტალღები (ისინი განსაკუთრებით ინტენსიურია, თუ აფეთქება ზედაპირზე ხდება); მრავალჯერადი არეკლილი, არეკლილ-გარდატეხილი, გარდატეხილ-არეკლილი ტალღები, ე. ი. ისეთი ტალღები, რომლებიც ერთსა და იმავე ზედაპირზე არანაკლებ ორჯერ მაინც განიცდის არეკვლას ან გარდატეხას.

სეისმური ტალღების სიმრავლე, მრავალ ხელისშემშლელ ტალღათა შორის, ერთი ან რამდენიმე სასარგებლო ტალღის გამოყოფის აუცილებლობა, სეისმოძიებაში წარმოადგენს რთულ ტექნიკურ, მეთოდურ და ინტერპრეტაციულ პრობლემას.

სეისმური გარემოს საზღვრები და სიჩქარეები

რეალური გეოლოგიური გარემო სიჩქარული ჭრილისა და მასში მონოტიპური დრეკადი ტალღების გავრცელების თვალსაზრისით ძალიან რთული სისტემაა. ამიტომ ხშირად მიმართავენ ე. წ. გამარტივებულ სეისმურ მოდელებს.

ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში დრეკადი ტალღის გავრცელების სიჩქარის სიდიდე და მიმართულება ყოველ წერტილში უცვლელია, ხოლო ერთგვაროვან ანიზოტროპიულ გარემოში დრეკადი ტალღის გავრცელების სიჩქარე განსხვავებულია სხვადასხვა მიმართულებით. შრეებრივ ერთგვაროვან გარემოში სიჩქარე მუდმივია მხოლოდ ცალკეულ ფენაში, მათ საზღვრებზე იცვლება მხოლოდ ნახტომით. გრადიენტულ გარემოში ტალღის გავრცელების სიჩქარე კოორდინატების უწყვეტი ფუნქციაა. ხშირად აღინიშნება სიჩქარის მატება სიღრმის ზრდასთან ერთად (გარემო სიჩქარის ვერტიკალური გრადიენტით). ორგანზომილებიან არაერთგვაროვან გარემოში სიჩქარე იცვლება როგორც ვერტიკალური, ასევე ჰორიზონტალური მიმართულებით. ამრიგად, სეისმოძიება შეისწავლის გარემოს, რომელიც შედგება ისეთი ფენებისაგან, რომ ყოველ მათგანში სიჩქარე ან მუდმივია, ან იცვლება უწყვეტად, ხოლო ფენების გამყოფ საზღვრებზე — ნახტომით.

ამა თუ იმ ტიპის ტალღების წარმოქმნაში დიდი როლი ენიჭება ფენათა შორის გამყოფი ზედაპირების ფორმასა და ხარისხს. გეოლოგიურ ჭრილში არსებული სეისმური საზღვრების კლასიფიცირება შეიძლება მათი სიმკვეთრის მიხედვით. საზღვრის სიმკვეთრეში იგულისხმება სეისმური თვისებების შეცვლის სისწრაფე საზღვრის გადაკვეთისას. ყველაზე მკვეთრია ის საზღვრები, რომლებზედაც დრეკადი თვისებები ნახტომით იცვლება. ასეთი მკვეთრი საზღვრებია: ზღვის ზედაპირი, ყინული, ზღვის კლდოვანი ფსკერი და სხვ.

არეკლილი ტალღის ინტენსიურობა განისაზღვრება საზღვრის ორივე მხარეზე ტალღური წინააღმდეგობის სხვაობით. თუ არეკვლის კოეფიციენტი $A_{pp} > 0{,}5$, მაშინ საზღვარი ძლიერია, თუ $0{,}1 < A_{pp} < 0{,}5$, მაშინ საზღვარი საშუალოა და თუ $A_{pp} < 0{,}1$—სუსტი.

ძლიერ ამრეკლავ საზღვარს მიეკუთვნება: ნიადაგის ან წყლის თავისუფალი ზედაპირი, ზედა ფხვიერი ფენის ქვედა საზღვარი, ხშირად ზღვის ფსკერი. ძლიერი საზღვრების რიცხვი ჭრილში, ჩვეულებრივ, არაა დიდი, მაგრამ, მიუხედავად ამისა, ისინი ხშირად გადამწყვეტ

როლს ასრულებს საერთო ტალღური ველის ჩამოყალიბებაში, ვინაიდან, როგორც წესი, ასეთ საზღვრებთანაა დაკავშირებული ჯერადი ტალღები.

გეოლოგიურ ჭრილში ხშირად ვხვდებით ისეთ ფენებს, რომლებშიც სიჩქარე მეტია ნებისმიერ ზედა ფენასთან შედარებით. ასეთი ფენის ზედაპირზე ან მის მახლობლად წარმოიქმნება გარდატეხილი ტალღა. გარდამტეხი ზედაპირებია უმეტესად ნაყარი ფენის ქვეშ განლაგებული ძირითადი ქანები: კირქვების ზედაპირი, ამონთხეული მასივების ზედაპირი ან კრისტალური და მეტამორფული ფუნდამენტის ზედაპირი. ცნობილია გარდამტეხი ზედაპირები დედამიწის ქერქის სიღრმეში, კონრადის საზღვარი, მოხოროვიჩიჩის (მოხო) ზედაპირი.

გეოლოგიურ ჭრილში არჩევენ მდგრად და არამდგრად საზღვრებს. მდგრადი საზღვარი ეწოდება დრეკადი თვისების მცირედ ცვალებად გარემოს ზედაპირს, ხოლო არამდგრადი — ისეთ გარემოს ზედაპირს, სადაც დრეკადი თვისებები მნიშვნელოვნად იცვლება.

სეისმური საზღვარი გლუვია, თუ მისი უსწორმასწორობის სიმრუდის რადიუსი საგრძნობლად განსხვავდება ტალღის სიგრძისაგან. როდესაც უსწორმასწორობის სიმრუდის რადიუსსა და ტალღის სიგრძეს ერთნაირი რიგი აქვს, მაშინ საზღვარი მჭისეა.

განსხვავებული გარემოსა და საზღვრების არსებობის გამო სეისმოძიებაში გამოიყენება დრეკადი ტალღების გავრცელების შემდეგი სიჩქარეები (ან სიჩქარეთა ტიპები):

1. ჭეშმარიტი სიჩქარე $V_{ჭეშ}$ — ეს არის ტალღის სიჩქარე ქანის მცირე მოცულობაში, ისაზღვრება ნიმუშებში ულტრაბგერითი გაზომვების საშუალებით.

2. შრეობრივი (ფენობრივი) სიჩქარე $V_{შ}$ — ეს არის დრეკადი ტალღის გავრცელების სიჩქარე გეოლოგიური ჭრილის ყოველ ფენაში.

3. საშუალო სიჩქარე ($\overline{V}$) ფენების დასტაში — ეს სიჩქარე განისაზღვრება ფორმულით: $\overline{V} = \dfrac{h_1 + h_2 + h_3 + \ldots + h_n}{t_1 + t_2 + t_3 + \ldots + t_n}$, სადაც $h_1, h_2, \ldots, h_n$-მოცემული ფენობრივი გარემოს ცალკეული ფენის სიმძლავრეა, $t_1\ t_2, \ldots\ t_n$— გარბენის დრო ყოველ ფენაში, გაზომილი ფენობრიობის პერპენდიკულარული სხივის გასწვრივ.

4. ინტერვალური სიჩქარე ($V_{ინტ}$) საშუალო სიჩქარის კერძო მნიშვნელობაა სიღრმის მოცემული ინტერვალისათვის.

შრეობრივი, საშუალო და ინტერვალური სიჩქარეები ისაზღვრება ჭაბურღილში ჩატარებული სეისმური გაზომვების საფუძველზე.

5. ეფექტური სიჩქარე ($V_{ეფ}$) — საშუალო სიჩქარე, რომელიც განისაზღვრება არეკლილ ტალღათა მეთოდით სეისმოძიების მონაცემების ინტერპრეტაციის საფუძველზე.

6. საზღვრითი სიჩქარე ($V_ს$) — ეს არის გარდამტეხი საზღვრის გასწვრივ მოსრიალე ტალღის გავრცელების სიჩქარე, რომელიც გამოითვლება გარდატეხილ ტალღათა მეთოდით მიღებული მონაცემების ინტერპრეტაციის საფუძველზე.

7. მოჩვენებითი სიჩქარე (V^*) — ეს არის პროფილის გასწვრივ ნებისმიერი ტალღის ფრონტის გავრცელების სიჩქარე. პროფილის ნებისმიერ წერტილში ის უდრის Δx მანძილის ნაზრდის შეფარდებას ტალღის მიერ გავლილ Δt დროსთან, ე. ი. $V^* = \frac{\Delta x}{\Delta t}$.

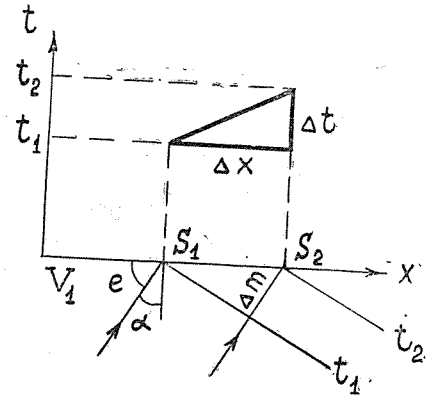
§ 80. სეისმური ტალღის ჰოდოგრაფები.

ზოგადი ცნობები ჰოდოგრაფების შესახებ

სეისმური საზღვრების ფორმისა და მისი სივრცეში განლაგების განსასაზღვრავად აუცილებელია ვიცოდეთ დრეკადი ტალღების ფრონტების ან ფაზური ზედაპირების გავრცელების დრო მათი აღძვრის წერტილიდან რეგისტრაციის პუნქტამდე, რომელთა კოორდინატები ცნობილია. ეს საშუალებას გვაძლევს ავაგოთ ტალღის ჰოდოგრაფი — გრაფიკი, რომელიც გამოხატავს ტალღის გარბენის დროის დამოკიდებულებას აფეთქებისა და რეგისტრაციის პუნქტებს შორის მანძილზე. თუ რეგისტრაციის წერტილები სიბრტყეზეა განლაგებული, მიიღება ზედაპირული ჰოდოგრაფები, ხოლო თუ გარკვეული წრფის (პროფილის) გასწვრივ — მაშინ წრფიული (ხაზოვანი) ჰოდოგრაფები. ამ უკანასკნელს გ რ ძ ი ვ ი ეწოდება, თუ აფეთქების პუნქტი პროფილის წრფეზეა განლაგებული და ა რ ა გ რ ძ ი ვ ი, თუ აფეთქების პუნქტი პროფილის ხაზიდან გადაადგილებულია. ჭაბურღილებში რეგისტრაციისას მიღებულ ჰოდოგრაფებს ვ ე რ ტ ი კ ა ლ უ რ ი ეწოდება.

ჰოდოგრაფის აგების რამდენიმე წესი არსებობს. ჰოდოგრაფი შეიძლება აიგოს, თუ კოორდინატთა სათავეს აფეთქების საერთო წერტილში ავიღებთ, როდესაც ის უძრავია და ხდება მისგან პროფილის

გასწვრივ სხვადასხვა დაშორებით განლაგებულ სეისმომიმღებებზე ტალღების შემოსვლის დროების რეგისტრაცია (მსწ — მიღების საერთო წერტილის ჰიდროგრაფი). სათავედ შეიძლება ავიღოთ მიღების საერთო წერტილი, თუ ის უძრავია, ხოლო პროფილის გასწვრივ აფეთქების პუნქტი გადაადგილდება (ასწ — აფეთქების საერთო წერტილის ჰოდოგრაფი). ურთიერთშეუღლების პრინციპიდან გამომდინარეობს, რომ ამ ჰოდოგრაფებს ერთნაირი განტოლებები აქვს. არეკლილ ტალღათა მეთოდში ფართოდ გამოიყენება კიდევ ერთი სახის ჰოდოგრაფი, რომლის აგებისას კოორდინატთა სათავედ იღებენ რეგისტრაციის ბაზის ცენტრს, ე. ი. ისეთ წერტილს, რომელიც თანაბრადაა დაშორებული როგორც აფეთქების, ასევე რეგისტრაციის პუნქტებიდან. ამ შემთხვევაში ჰორიზონტალური გამყოფი ზედაპირის პირობებში რეგისტრაციის პუნქტში ფიქსირდება არეკლილი ტალღები მხოლოდ იმ წერტილებიდან, რომლებიც განლაგებულია ამრეკლავ ზედაპირზე და კოორდინატთა სათავის ქვეშ მდებარეობს. ასეთ ჰოდოგრაფებს სსწ — საერთო სიღრმული წერტილის ჰოდოგრაფები ეწოდება.



ნახ. 110. ტალღის ფრონტის გავრცელების ჭეშმარიტ და მოჩვენებით სიჩქარეებს შორის კავშირი

პროფილის ერთსა და იმავე ინტერვალზე და ამ ინტერვალის სხვადასხვა მხარეზე მდებარე აფეთქების პუნქტებიდან მიღებულ ჰოდოგრაფებს შ ე მ ხ ვ ე დ რ ი ჰ ო დ ო გ რ ა ფ ე ბ ი ეწოდება, ხოლო ინტერვალის ერთ მხარეზე სხვადასხვა დაშორებით მდებარე აფეთქების პუნქტიდან — დ ა მ წ ე ვ ი ჰ ო დ ო გ რ ა ფ ი.

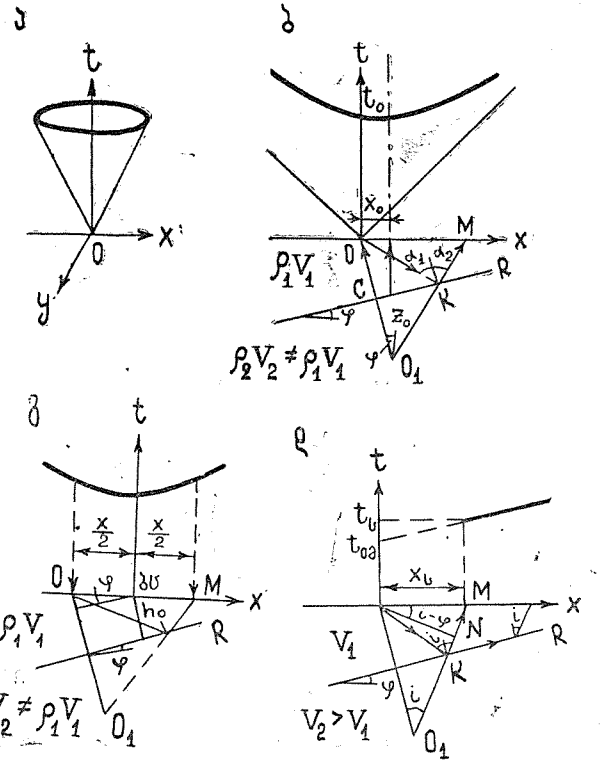
ჰოდოგრაფის საშუალებით შესაძლებელია მოჩვენებითი სიჩქარისა $V^*=\frac{\beta x}{\Delta t}$ და დროის გრადიენტის $\tau=\frac{1}{V^*}$ განსაზღვრა. ადვილი დასადგენია კავშირი მოჩვენებითსა და ჭეშმარიტ სიჩქარეებს შორის. 110-ე ნახაზიდან ჩანს, რომ $\Delta t=t_2-t_1$ ტალღის ფრონტი, მოძრავი V_1 სიჩქარით, გარემოში Δm მანძილზე გადაადგილდება, ხოლო პროფილის გასწვრივ $\Delta x=x_2-x_1$; რადგან $\Delta x=\frac{\Delta m}{\sin\alpha}$ და $\Delta t=\frac{\Delta m}{V_1}$, მაშინ $V^*=\frac{\Delta x}{\Delta t}=\frac{V_1}{\sin\alpha}=\frac{V_1}{\cos e}$, სადაც α არის ზედაპირთან ტალღის ფრონტის მოსვლის კუთხე; e — სეისმური სხივის გამოსვლის კუთხე. ამ ტოლობიდან, რომელსაც მოჩვენებითი სიჩქარის ან ბენდორფის კანონი ეწოდება, გამომდინარეობს, რომ V^* სიღიდე შეიძლება იცვლებოდეს V_1-ის მნიშვნელობიდან, როდესაც $\alpha=90^\circ$, ∞-მდე, როდესაც $\alpha=0$. უკანასკნელ შემთხვევაში ტალღის ფრონტი პროფილის ყოველ წერტილში ერთდროულად შემოდის.

პირდაპირი და არეკლილი ტალღების ჰოდოგრაფები

თუ რხევის აღძვრის წყარო ერთგვაროვან გარემოში პრაქტიკულად ზედაპირზე მდებარეობს და მას კოორდინატთა სათავეს დავამთხვევთ, მაშინ პირდაპირი ტალღის გასწვრივი წრფივი ჰოდოგრაფის განტოლებას შემდეგი სახე ექნება: $t=\frac{x}{V_1}$. ეს არის კოორდინატთა სათავეზე გამავალი წრფის განტოლება. რადგან ტალღის გავრცელების სიჩქარე წყაროდან ყოველი მიმართულებით ერთნაირია, ზედაპირული ჰოდოგრაფის განტოლება იქნება $t=\frac{\sqrt{x^2+y^2}}{V_1}$, ეს არის ისეთი კონუსის განტოლება, რომლის წვეროც კოორდინატთა სათავეშია (ნახ. 111, ა).

მონოტიპური არეკლილი ტალღის გასწვრივი წრფივი ჰოდოგრაფის ფორმულის გამოსაყვანად ვისარგებლოთ 111, ბ ნახაზით. K წერტილიდან არეკლილი ტალღის მოსვლის დროა M წერტილში $t=\frac{OK+KM}{V_1}$.

კოორდინატთა სათავიდან R გამყოფ ზედაპირზე დავუშვათ $OC=h$ პერპენდიკულარი და გავაგრძელოთ $C_1C_1=OC$ მანძილით. შევაერთოთ O_1 და K წერტილები. OCK და O_1CK სამკუთხედისა და α_1 და α_2 კუთხეების ტოლობიდან გამომდინარეობს, რომ O_1M წრფეა, ხოლო მისი სიგრძე ტოლია $OK+KM$. აქედან $t=\frac{OK+KM}{V_1}=\frac{O_1M}{V_1}$, ე. ი. რეგისტრაციის ხაზზე ნებისმიერ წერტილში არეკლილი ტალღის მოსვლის დრო ტოლია x_0, z_0 კოორდინატების მქონე O_1 წერტილიდან აფეთქების ვითომური (წარმოსახვითი) პუნქტი, გამომავალი პირდაპირი



ნახ. 111. ძირითადი სეისმური ტალღების ჰიდროგრაფები: ა—პირდაპირის, ბ—არეკლილის, გ—საერთო სიღრმული წერტილის, დ—გარდატეხილის

სხივის გასწვრივ V_1 სიჩქარით მოძრავი ტალღის გავრცელების დროისა. მაშინ ჰოდოგრაფი მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$t=\frac{\sqrt{(x-x_0)^2+Z_0^2}}{V_1}, \qquad \text{(XVII.3)}$$

ეს ჰიპერბოლის განტოლებაა, რომლის მინიმუმი წანაცვლებულია x_0 მონაკვეთით x ღერძის გასწვრივ საზღვრის აღზევების მიმართულებით.

არეკლილი ტალღის ზედაპირული ჰოდოგრაფი ვითომური აფეთქების პუნქტზე გამავალი ვერტიკალური ღერძის ირგვლივ ბრუნვითი ჰიპერბოლოიდია. ვითომური წყაროს კოორდინატები წრფივი ჰოდოგრაფის შემთხვევაში (ნახ. 111, ბ) იქნება $x_0=2h\sin\varphi$, $z_0=2h\cos\varphi$, რის გათვალისწინებითაც (XVII.3) მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$t=\frac{\sqrt{x^2+4h^2+4xh\sin\varphi}}{V_1}. \qquad \text{(XVII.4)}$$

თუ Ox ღერძი არაა ორიენტირებული ქანების მიმართების მართობულად, მაშინ φ იქნება დაცემის მოჩვენებითი კუთხე. ამ შემთხვევაში დაცემის φ ჭეშმარიტი კუთხის მოძებნა შესაძლებელია გამოსახულებიდან $\sin\psi=\frac{\sin\varphi}{\cos\beta}$, სადაც β არის კუთხე პროფილის წრფესა და დაცემის წრფის ჰორიზონტალურ პროექციას შორის.

ჰორიზონტალური ($\varphi=0$) გამყოფი ზედაპირის შემთხვევაში გასწვრივი წრფივი ჰოდოგრაფის განტოლებას მარტივი სახე აქვს

$$t=\frac{\sqrt{x^2+4h^2}}{V_1}. \qquad \text{(XVII.5)}$$

კოორდინატთა სათავეში ($x=0$) არეკლილი ტალღა მივა იმავე გზით, რომელიც გაიარა ვარდნილმა ტალღამ, ე. ი. ამრეკლავი ზედაპირის მიმართ მართობული სხივის გასწვრივ. ამ სხივის გასწვრივ ტალღის გავრცელების დრო საზღვრამდე და უკან t_0-ით აღინიშნება. (XVII.5) ფორმულიდან გამომდინარეობს $t_0=\frac{2h}{V_1}$, საიდანაც $h=\frac{V_1t_0}{2}$. ეს საშუალებას იძლევა არეკლილი ტალღის ჰოდოგრაფის განტოლება ჰორიზონტალური საზღვრის შემთხვევაში ჩაიწეროს ასე:

$$t=\sqrt{\frac{x^2}{V_1^2}+t_0^2}, \qquad \text{(XVII.6)}$$

არეკლილი ტალღის მოჩვენებითი სიჩქარის განსასაზღვრავად, გარდა ცნობილი დამოკიდებულებისა $V^*=\frac{\Delta x}{\Delta t}$, შეიძლება გამოვიყენოთ ფორმულა, რომელიც მიიღება (XVII.3) განტოლების დიფერენცირებით, ე. ი.

$$V^*=V_1\sqrt{1+\frac{z_0^2}{(x-x_0)^2}}, \qquad \text{(XVII.7)}$$

აქედან გამომდინარეობს, რომ V^* შეიძლება იცვლებოდეს ∞-დან ($x=x_0$), V_1-მდე ($x=\infty$).

საერთო სიღრმული წერტილის (სსწ) ჰოდოგრაფი

ჰორიზონტალური გამყოფი ზედაპირების შემთხვევაში სსწ ჰოდოგრაფი იგივეა, რაც არეკლილი ტალღისა (მსწ ან ასწ ჰოდოგრაფები). თუ ზედაპირი დახრილია, მაშინ სსწ ჰოდოგრაფის მიღება შეიძლება მსწ ჰოდოგრაფიდან კოორდინატთა სათავის ბაზის ცენტრში (ბც) გადატანით (ნახ. 111, გ). ამისათვის საჭიროა (XVII. 4) ფორმულაში ჩავსვათ $h=h_0+\frac{x}{2}\sin\varphi$ და მივიღებთ

$$t_{\text{სსწ}}=\frac{\sqrt{x^2\cos^2\varphi+4h_0^2}}{V_1}=\sqrt{\frac{x^2\cos^2\varphi}{V_1^2}}+t_0. \qquad \text{(XVII.8)}$$

ამ განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ სსწ ჰოდოგრაფი სიმეტრიულია ბც-ზე გამავალი დროთა ღერძის მიმართ, ხოლო მისი მინიმუმი ძევს ამავე ამრეკლავ ზედაპირზე დახრის ნებისმიერი კუთხის შემთხვევაში. სსწ ჰოდოგრაფის ეს თავისებურება ფართოდ გამოიყენება ატმ მონაცემების დამუშავებისას.

თუ $V_{\text{სსწ}}=\frac{V_1}{\cos\varphi}$, მაშინ (XVII.8) ფორმულა შეიძლება ასე ჩაიწეროს:

$$t_{\text{სსწ}}=\sqrt{\frac{x^2}{V_{\text{სსწ}}^2}+t_0^2}. \qquad \text{(XVII.9)}$$

აღსანიშნავია, რომ (XVII.6) და (VVII.9) ჩაწერის ფორმით ერთმანეთის მსგავსია, მაგრამ უნდა გავითვალისწინოთ, რომ $V_{\text{სსწ}}$ არის ფიქტიური სიჩქარე, რომელიც იზრდება φ ზრდასთან ერთად, რაც სსწ ჰოდოგრაფის გასწორებას იწვევს.

გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფი

კოორდინატთა სათავე დავამთხვიოთ სეისმური ტალღის წყაროს და R გამყოფ საზღვარზე დავუშვათ პერპენდიკულარი. თუ პერპენდიკულარს იმავე მანძილით გავაგრძელებთ საზღვრის იქით, ვიპოვით ვითომური წყაროს მდებარეობას, რომლიდანაც M წერტილამდე გავატაროთ წრფე (სხივი) (ნახ. 111, დ).

i კუთხე ჩავთვალოთ კრიტიკულად, ე. ი. $\sin i=\frac{V_1}{V_2}$, მაშინ R საზღვარზე მდებარე K წერტილიდან დაწყებული წარმოიქმნება მოსრიალე ტალღა, რომელიც წარმოქმნის მეორეულ ტალღებს, ე. ი. გარდატეხილ ტალღებს. ისინი ზედაპირს მიაღწევენ მხოლოდ x_b მეტ მანძილზე. x_b წერტილს გ ა რ დ ა ტ ე ხ ი ლ ტ ა ლ ღ ა თ ა ს ა წ ყ ი ს ი წ ე რ ტ ი ლ ი ეწოდება.

გარდატეხილი ტალღის ფრონტის პროფილის ხაზთან მოსვლის კუთხე (სხივის დაცემის კუთხე) მუდმივია და ტოლია $i\pm\varphi$ (ნახ. 111, დ და 112), მაშასადამე, პროფილის ხაზის გასწვრივ ფრონტის გავრცელების მოჩვენებითი სიჩქარე $V^*=\frac{V_1}{\sin(i+\varphi)}$ მუდმივი სიდიდეა. ამიტომ გარდატეხილი ტალღის ჰოდოგრაფი წრფეა, რომლის განტოლება (X, t) კოორდინატთა სისტემაში შემდეგი სახისაა:

$$\frac{(t-t_b)}{(x-x_b)}=\frac{\Delta t}{\Delta x}=\frac{1}{V^*}. \qquad \text{(XVII.10)}$$

სადაც t_b დროა ჰოდოგრაფის საწყის წერტილში. (XVII. 10) განტოლების გარდაქმნით მიიღება

$$t=\frac{x}{V^*}+t_b-\frac{x_b}{V^*}=\frac{x}{V^*}+t_{0\text{ვ}}, \qquad \text{(XVII.11)}$$

სადაც $t_{0\text{ვ}}$ არის დრო, რომელიც მიიღება ჰოდოგრაფის გაგრძელებით დროთა ღერძის გადაკვეთამდე და უდრის $t_{0\text{ვ}}=t_b-\frac{x_b}{V^*}$.

(110, დ) ნახაზიდან $t_b=\frac{O_1M}{V_1}$, ხოლო ფარდობა $\frac{x_b}{V^*}$ შეიძლება გარ-

დაიქმნას მოჩვენებითი სიჩქარის კანონის გამოყენებით და მივიღებთ $\frac{x_b}{V^*}=\frac{x_b\sin(i+\varphi)}{V_1}$. მაშასადამე,

$$t_{0\text{ვ}}=\frac{O_1M}{V_1}-\frac{x_b\sin(i\pm\varphi)}{V_1}=\frac{O_1N}{V_1}=\frac{2h\cos i}{V_1}. \qquad \text{(XVII.12)}$$

ჩავსვათ $t_{0\text{ვ}}=\frac{2h\cos i}{V_1}$ (XVII.11) ფორმულაში. მივიღებთ გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფის განტოლებას

$$t=\frac{x}{V^*}+\frac{2h\cos i}{V_1}=\frac{x\sin(i\pm\varphi)}{V_1}+\frac{2h\cos i}{V_1}. \qquad \text{(XVII.13)}$$

$t_{0\text{ვ}}$ ფიზიკური შინაარსი არა აქვს, ვინაიდან აფეთქების პუნქტში გარდატეხილი ტალღა არ არსებობს, მაგრამ ის, ისევე როგორც t_0 არეკლილ ტალღათა მეთოდში, საშუალებას იძლევა ნორმალის გასწვრივ აფეთქების პუნქტის ქვეშ განისაზღვროს სიღრმე გამყოფ საზღვრამდე

$$h=\frac{Vt_{0\text{ვ}}}{2\cos i}.$$

მრავალფენოვანი გარემოს შემთხვევაშიც (n—1) საზღვრისთვისაც გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფი წრფეა.

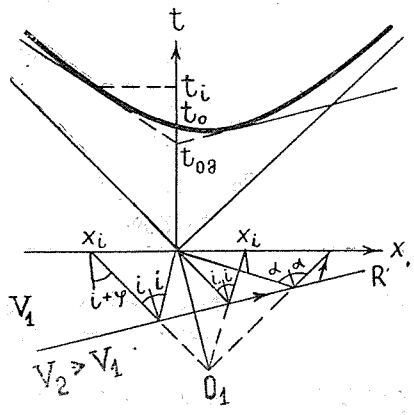
ძირითადი სეისმური ტალღების ჰოდოგრაფების ურთიერთდამოკიდებულება

სხვადასხვა ტიპის სეისმური ტალღების რეგისტრაციის უბნების სწორად შერჩევისათვის აუცილებელია მათი ჰოდოგრაფების ურთიერთმდებარეობის ცოდნა.

ორფენოვანი გარემოს შემთხვევაში ბრტყელი დახრილი გამყოფი ზედაპირისათვის არეკლილ ტალღათა ჰოდოგრაფის მინიმუმი X ღერძის გასწვრივ წანაცვლებულია $x_0=2h\sin\varphi$ მონაკვეთით საზღვრის აღზევების მიმართულებით, ხოლო x_0 წერტილში არეკლილი ტალღის მოსვლის დრო ტოლია $t_{\min}=\frac{2h\cos\varphi}{V_1}$, სადაც φ საზღვრის დახრის კუთხეა (ნახ. 110, ბ). არეკლილი ტალღის ჰოდოგრაფი განუსაზღვრელად უახლოვდება პირდაპირი ტალღის ჰოდოგრაფს, ხოლო დახრილი

საზღვრის შემთხვევაში მთავრდება ამ საზღვრის დღიურ ზედაპირზე გამოსვლის წერტილში, სადაც მას აქვს საერთო წერტილი პირდაპირი ტალღის ჰოდოგრაფთან. გარდატეხილ ტალღათა საწყისი წერტილები არეკლილ ტალღათა ჰოდოგრაფზე მდებარეობს (ნახ. 111) და რხევების აღძვრის წყაროდან $x_b = \frac{2h\sin i}{\cos(i-\varphi)}$ მანძილითაა დაშორებული საზღვრის აღზევებისას და $x_b = \frac{2h\sin i}{\cos(i+\varphi)}$ მანძილით—საზღვრის დაძირვის მიმართულებით. ამ შემთხვევებისათვის გარდატეხილ ტალღათა მოჩვენებითი სიჩქარეები შესაბამისად ტოლია

$$V^* = \frac{V_1}{\sin(i-\varphi)} \quad \text{და} \quad V^* = \frac{V_1}{\sin(i+\varphi)}.$$



ნახ. 112. ჰოდოგრაფების ურთიერთმიმართ განლაგება

გარდატეხილი ტალღა გარკვეულ მანძილზე გაუსწრებს პირდაპირს და ამის შემდეგ რეგისტრირდება პირველ შემოსვლებში. ეს მანძილი შეესაბამება პირდაპირი და გარდატეხილი ტალღების ჰოდოგრაფების გადაკვეთის წერტილს.

ნიადაგის ან გარემოს ნაწილაკების რხევა ტალღის წინა და უკანა ფრონტების გავლის შესაბამისი დროის ინტერვალის განმავლობაში გრძელდება. ამის გამო იმ წერტილებში, სადაც ჰოდოგრაფთა გადაკვეთა ხდება, წარმოიქმნება სხვადასხვა ტიპის სეისმური ტალღების ინტერფერენციის ზონები და ტალღების გაყოფა ძნელდება. ამიტომ არეკლილ ტალღათა რეგისტრაცია უმჯობესია აფეთქების პუნქტების მახლობლად, გარდატეხილ ტალღების კი, მათი ჰოდოგრაფების პირდაპირი ტალღების ჰოდოგრაფებთან გადაკვეთის წერტილის შემდეგ, ხოლო მრავალფენოვანი გარემოს შემთხვევაში — მის ზემოთ მდებარე ფენაზე გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფის გადაკვეთის წერტილის შემდეგ.

თავი XVIII

სეისმოძიების ტექნიკური საშუალებები

სეისმოძიება წარმოებს სხვადასხვა ხელსაწყო-იარაღების, დანადგარებისა და სადგურების გამოყენებით, რომელთა კონსტრუქციული მრავალფეროვნება განპირობებულია გადასაწყვეტ გეოლოგიურ ამოცანათა სიმრავლით.

სეისმოძიების ტექნიკური საშუალებები მათი ფუნქციური ნიშნების მიხედვით იყოფა: ა) მონაცემების სარეგისტრაციო სისტემებად; ბ) მონაცემების დამმუშავებელ მოწყობილობებად; გ) რხევების აღმძვრელ წყაროებად და დ) დამხმარე საშუალებებად.

§ 81. სარეგისტრაციო სისტემები

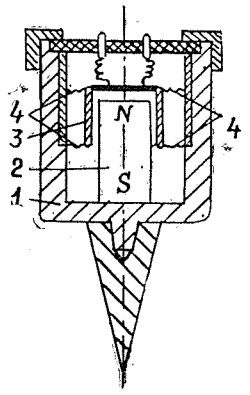
სეისმოგრამების მისაღებად, რომლებიც დეტალურად დაახასიათებს შესასწავლ ტალღურ ველს, გამოიყენება ტექნიკური საშუალებანი, რომელთა ერთობლიობას სეისმური (სეისმოჩამწერი) არხი ეწოდება. იგი შედგება თანამიმდევრულად ჩართული ხელსაწყოებისაგან: სეისმომიმღები — შემაერთებელი კაბელი — გამაძლიერებელი (ფილტრებითა და სიგნალის გარდამქმნელებით) — ჩამწერი. ჩვეულებრივ სეისმური რეგისტრაციის სისტემები შედგება 24, 48, 96 და ზოგჯერ მეტი სეისმური არხისაგან.

დანიშნულების მიხედვით რეგისტრაციის სისტემებში გამოყოფენ: ა) აპარატურულ კომპლექსს, რომელიც განკუთვნილია არეკლილ ტალღათა, გარდატეხილ ტალღათა კორელაციური მეთოდებითა და სიღრმული სეისმური ზონდირების სამუშაოთა ჩასატარებლად; ბ) აპარატურას, ჭაბურღილებში გამოკვლევებისათვის (ვსპ, სეისმოკაროტაჟი); გ) აპარატურას აკვალურ კვლევათა წარმოებისათვის (საზღვაო და

სამდინარო სეისმოძიება) და დ) აპარატურას პარამეტრული გაზომვებისა და მოდელირებისათვის. სიხშირული დიაპაზონის მხრივ სარეგისტრაციო სისტემები იყოფა დაბალსიხშირულ (1—20 ჰც), საშუალოსიხშირულ (20—80 ჰც), მაღალსიხშირულ (80—300 ჰც) და აკუსტიკურ (300 ჰც-დან 100 კჰც-მდე) სისტემებად.

სეისმომიმღებები. სეისმური ტალღები რეგისტრირდება დგომის წერტილში გარემოს (ნიადაგის) ნაწილაკთა რხევების ჩაწერით. ეს რხევები, ჩვეულებრივ მიკრონებზე ნაკლებია, ამიტომ გაძლიერებისა და შემდგომ სარეგისტრაციო მოწყობილობაზე გადასაცემად მათ სპეციალური ხელსაწყოებით — სეისმომიმღებით გარდაქმნიან ელექტრულ სიგნალებად. სახმელეთო სეისმოძიებაში ძირითადად ელექტროდინამიკური ტიპის სეისმომიმღებები გამოიყენება, ხოლო აკვატორიებში — პიეზოელექტრული.

ელექტროდინამიკური სეისმომიმღები (ნახ. 113), სადაც გამოყენებულია რხევების გაზომვის ინერციული პრინციპი, შედგება ცილინდრული კორპუსისაგან 1, რომლის ფსკერზე დამაგრებულია ცილინდრული მაგნიტი 2. მაგნიტის ზედა ბოლოსა და კორპუსს შორის, სადაც წარმოიშობა ძლიერი რადიალური მაგნიტური ველი, მოთავსებულია ხვია 3, რომელიც ელასტიკური ზამბარებით 4 დაკავშირებულია



ნახ. 113. ელექტროდინამიკური სეისმომიმღების სქემა: 1—კორპუსი; 2—ცილინდრული მაგნიტი 3—ხვია; 4—ზამბარა

კორპუსთან. იგი სეისმომიმღების ინერტული მასაა. კორპუსის უეცარი გადაადგილებისას ხვია ჩამორჩება მის მოძრაობას და ამგვარად გადაადგილდება მაგნიტურ ველში, რის შედეგადაც აღიძვრება ემძ.

პიეზოელექტრული სეისმომიმღების კონსტრუქცია პრინციპულად განსხვავდება ელექტროდინამიკურისაგან. ასეთ მიმღებში გამოყენებულია პიეზოეფექტი, როდესაც მექანიკური წნევა პირდაპირ გარდაიქმნება ელექტრულ სიგნალებად. მისი ძირითადი ნაწილია პიეზოელექტრული ელემენტი, რომელიც ჩვეულებრივ ტყვიის ცირკონად-ტიტანისაგან ან სხვა რომელიმე კერამიკული მასალისაგან მზადდება. ელემენტს შეიძლება ჰქონდეს დისკოს, ფირფიტის, ან ცილინდრის ფორმა და იმის მიხედვით, თუ როგორი წესითაა შეერთებული ხელსაწყოს კორპუსთან, მუშაობს ან კუმშვაზე, ან ღუნვაზე. როდესაც იცვლება გარე წნევა, ელემენტი განიცდის დეფორმაციას და ამის შედეგად წახნაგებზე წარმოიქმნება ელექტრული მუხტი. რადგან ელემენტი ხასიათდება ელექტროტევადობით, წახნაგებს შორის წარმოიშობა პოტენციალთა სხვაობა, რომელიც პირდაპირპროპორციულია მოდებული ძაბვისა.

სეისმოძიების პრაქტიკაში, იმის მიხედვით, თუ რა ამოცანაა გადასაწყვეტი, გამოიყენება სხვადასხვა ტიპის სეისმომიმღები, რომლებიც სხვადასხვა საკუთარი სიხშირით ხასიათდება. არეკლილ ტალღათა მეთოდში გამოიყენება „სვმ-30“, „ს-130“ ტიპის სეისმომიმღებები (საკუთარი სიხშირე $f_{0ს} = 25—30$ ჰც); გარდატეხილ ტალღათა კორელაციური მეთოდით მუშაობისას „სვმ-15“ და „ს-110“ ($f_{0ს} = 10—15$ ჰც), როდესაც მანძილი დგომის წერტილამდე ძალიან დიდია (ბტმ, სსზ), გამოიყენება 3—5 ჰც საკუთარი სიხშირიანი სეისმომიმღებები (ნს-3, ს-205). მიმღებებს, რომლებიც განკუთვნილია ციფრული ჩანაწერის ხელსაწყოსთან სამუშაოდ, აქვს $f_{0ს} = 7—15$ ჰც (სვ-10 ც).

სეისმოსაძიებო კაბელი. სეისმომიმღებიდან სარეგისტრაციო სისტემამდე სიგნალის გადასაცემად გამოიყენება კავშირის სპეციალური მაგისტრალი — სეისმური წნული (კაბელი). სიგნალის გადაცემის ხაზი სეისმოძიებაში უნდა აკმაყოფილებდეს შემდეგ პირობებს: ჰქონდეს შედარებით დაბალი კუთრი წინაღობა, მცირე ზომის გარე დიამეტრი, მინიმალური მასა, უნდა უძლებდეს ტემპერატურის ცვლილებას დიდ დიაპაზონში -40 — +50°C, დაფარული უნდა იყოს მაღალი წინაღობის მქონე მდგრადი, ელასტიური საიზოლაციო მასალით.

სეისმოსაძიებო სამუშაოები ძირითადად „კცპვ-74“ და „კპსვ-27“ ტიპის კაბელი გამოიყენება.

გ ა მ ა ძ ლ ი ე რ ე ბ ე ლ ი. სეისმომიმღებში აღძრული სუსტი ელექტრული სიგნალები უნდა გაძლიერდეს, რათა შესაძლებელი გახდეს მათი რეგისტრირება. ამ მიზანს ემსახურება გამაძლიერებელი.

სეისმოსაძიებო გამაძლიერებელი ასრულებს შემდეგ ფუნქციებს: 1. აძლიერებს სიგნალს; 2. აწარმოებს რხევების სიხშირულ სელექციას (ფილტრების საშუალებით); 3. ცვლის დინამიკურ დიაპაზონს (გაძლიერების რეგულირება). უკანასკნელი ფუნქციის შესასრულებლად გამაძლიერებელში შეჰყავთ არაწრფივი სისტემა — გაძლიერების რეგულატორი (**ბრ**).

სეისმოძიებაში გამოყენებულ მრავალ ელექტრულ ფილტრს შორის განასხვავებენ: ა) ზედა სიხშირულ ფილტრს (**ზსფ**), რომელიც საზღვრავს რხევების გატარებას განსაზღვრული $f_ჟ$ სიხშირის ქვემოთ; ბ) ქვედა სიხშირულ ფილტრს (**ძსფ**), რომელიც საზღვრავს რხევების გატარებას განსაზღვრული $f_ზ$ სიხშირის ზემოთ, გ) ზოლური ფილტრები, რომლებიც რხევებს ატარებს მხოლოდ $f_ჟ$—$f_ზ$ ფარგლებში; დ) რეჟექტორული ფილტრები, რომლებიც საზღვრავს სიხშირეების ვიწრო ზოლის მქონე რხევების გაშვებას $f_ი$ დათრგუნვის სიხშირეების მახლობლობაში. ფილტრები გამოიყენება როგორც რეგისტრაციის, ასევე ჩანაწერის აღდგენისას.

გაძლიერების რეგულატორის ფუნქცია იმაში მდგომარეობს, რომ უფრო მეტად გააძლიეროს მცირე სიგნალი და შედარებით ნაკლებად ძლიერი სიგნალი იმისათვის, რომ ჩანაწერი სეისმოგრამებზე ხასიათდებოდეს ამპლიტუდების თანაბარი დონით. არსებობს გაძლიერების ავტომატური რეგულირება (**ბარ**) და პროგრამული (ნახევრად ავტომატური) გაძლიერების რეგულატორი (**ბპრ**). პირველ სისტემაში გაძლიერების კოეფიციენტის ცვლის კანონი განისაზღვრება გამაძლიერებელში გამავალი სეისმური სიგნალის ინტენსიურობის ცვლის ხასიათით, ხოლო მეორეში — წინასწარ მოცემული პროგრამით. ზოგჯერ იყენებენ გაძლიერების რეგულირების კომბინირებულ სისტემებს, რომლებიც წინასწარ განსაზღვრული პროგრამით მუშაობს, მაგრამ ითვალისწინებს შემოსული სიგნალების ინტენსიურობასაც.

ს ა რ ე გ ი ს ტ რ ა ც ი ო ა პ ა რ ა ტ უ რ ა. სასარგებლო სეისმური ტალღების გამოსაყოფად აუცილებელია ვიცოდეთ მიღებული სეისმური სიგნალის ფორმა. ამისათვის საჭიროა ჩავწეროთ სიგნალის სიდიდის ცვალებადობა დროში, რის საშუალებას იძლევა ე. წ. რეგისტრატორი, რომელიც უწყვეტად აფიქსირებს სიგნალის სიდიდეს მისი ცვლილების პროცესში.

სეისმოსაძიებო პრაქტიკაში სასარგებლო სიგნალების რეგისტრაციისათვის გამოიყენება შლეიფიანი და ელექტროსტატიკური ოსცილოგრაფები, მაგნიტური და კალმითმწერი რეგისტრატორები.

სეისმური სიგნალი ჩაიწერება როგორც ანალოგური, ისე ციფრული სახით. პირდაპირი (ვიზუალური სახით) რეგისტრაციისას სიგნალი ჩაიწერება ჩვეულებრივ ფოტო- ან ელექტროთერმულ ქაღალდზე. ასეთი ჩანაწერები მიიღება შლეიფური ოსცილოგრაფის მეშვეობით. ოსცილოგრაფი, როგორც წესი, შედგება მაგნიტურსისტემიანი გალვანომეტრების ბლოკისაგან, ფირის გამწევი მექანიზმის, დროის ნიშნების აღმნიშვნელი მოწყობილობისა და ოპტიკური სისტემისაგან.

გალვანომეტრი შედგება მაგნიტის პოლუსებს შორის არსებულ ღრეჩოში დრეკად ძაფზე ჩამოკიდებულ ჩარჩოსა და მასზე მიმაგრებული სარკისაგან. დენის გავლისას ჩარჩო გადაიხრება გამავალი დენის პროპორციული კუთხით. ჩარჩოსთან ერთად გადაადგილდება სარკეც, რომელსაც გამანათებლიდან სხივი ეცემა, არეკლილი ათინათი ეცემა მოძრავ ფოტოქაღალდს და ამგვარად მისი კვალი ჩაიწერება.

ლენტგამწევი მექანიზმი შედგება ფოტოქაღალდის მიმღები კასეტებისა და ელექტროძრავისაგან, რომელიც მიმღები კასეტის დოლს აბრუნებს. ფოტოქაღალდის მოძრაობის სიჩქარე სტაბილიზებულია და შეადგენს 10—100 სმ/წმ.

სპეციალური მოწყობილობის საშუალებით ლენტზე 0,5; 1; 2 ან 5 სმ ინტერვალით აღინიშნება დროის მარკები — განივი ხაზების ან სიგრძივი შტრიხების სახით.

სასარგებლო სიგნალების ასეთ ჩანაწერს სეისმოგრამა ეწოდება. სეისმოგრამა ეწოდება აგრეთვე გადაწერის დროს მიღებულ ჩანაწერსაც.

მაგნიტურ რეგისტრატორში, რომელიც ფაქტობრივად მრავალარხიან მაგნიტოფონს წარმოადგენს, რხევები რეგისტრირდება მაგნიტურ ფირზე. ნებისმიერი ასეთი რეგისტრატორი შედგება მაგნიტური თავაკების ბლოკისა და ლენტგამწევი მექანიზმისაგან. გარდა ამისა, რეგისტრატორს შეიძლება ჰქონდეს ელექტრული კომუტაციის სისტემა და დროის მარკების მოწყობილობა.

სიგნალის ასეთი სისტემით ჩაწერისას მიიღება ე. წ. მაგნიტოგრამები. მაგნიტური ჩაწერის უპირატესობა ანალოგურთან შედარებით იმაში მდგომარეობს, რომ ასეთი ჩანაწერის გადაწერა მრავალჯერაა შესაძლებელი ჩანაწერებში დამატებითი ფილტრაციის გამოყენებით, სიგნალების აჯამვით და სხვა გარდაქმნებით, რაც საველე მასალებიდან მეტი სასარგებლო ინფორმაციის მიღების საშუალებას იძლევა.

ციფრული ჩაწერისას უწყვეტი სიგნალი იყოფა დროის მცირე დისკრეტულ ინტერვალებად. ყოველი მათგანისათვის განისაზღვრება სიგნალის ამპლიტუდა, რომელიც ციფრული ფორმით გადაჰყავთ თვლის ორეულ სისტემაში. სიგნალის ასეთი დისკრეტული დაშლით მიღებულ რიცხვთა სიმრავლე თანამიმდევრულად იწერება მაგნიტურ ფირზე. ციფრული ჩანაწერის უპირატესობა ანალოგურთან შედარებით გამოიხატება იმაში, რომ აქ პრაქტიკულად გამორიცხულია დამახინჯებანი და მათი დამუშავება შესაძლებელია ელექტრონულ-გამომთვლელი მანქანებით, რაც სეისმური ინფორმაციის დამუშავებისა და ინტერპრეტაციის პროცესის ავტომატიზაციის საშუალებას იძლევა.

სეისმოსაძიებო სადგურები. სეისმოსაძიებო სადგური მოძრავი ლაბორატორიაა, რომლის საშუალებითაც შესაძლებელია სეისმური რხევების რეგისტრაცია ხმელეთზე, ზღვაზე, ჭაბურღილებსა და სამთო გამონამუშევრებში. ყოველი სეისმური სადგური შეიცავს ურთიერთდაკავშირებული აპარატურის ერთობლიობას, რომლებიც ურზუნველყოფს სეისმური რხევების ჩაწერას და შემდგომი ანალიზისა და დამუშავებისათვის საჭირო ყველა დამხმარე პროცესის ჩატარებას.

სეისმოსაძიებო პრაქტიკაში გამოიყენება სხვადასხვა ტიპის სეისმოსადგურები. ისინი განსხვავდება სარეგისტრაციო სისტემებით, დამოუკიდებელ სეისმურ არხთა რიცხვითა და სხვა პარამეტრებით. ზოგიერთ სადგურში გამოყენებულია სიგნალის პირდაპირი რეგისტრაცია, ზოგშიც მაგნიტური ჩაწერა. მაგნიტურ ფირზე სიგნალის ჩაწერის მიხედვითაც სადგურები იყოფა ანალოგური და ციფრული ჩაწერის სადგურებად. სხვადასხვა დანიშნულების სადგურებში სეისმურ არხთა რაოდენობა შეიძლება იცვლებოდეს ერთიდან რამდენიმე ასეულამდე, მაგრამ ერთ სადგურში შემავალი ყველა არხი იდენტური უნდა იყოს.

ამჟამად სეისმოძიებაში არეკლილ და გარდატეხილ ტალღათა მეთოდებით მუშაობისას გამოიყენება ანალოგური 24- და 48- არხიანი „პოისკ-1“-ის ტიპის სადგურები: „სმოვ 0-24“ და „სმპ 48-კმპვ“ ისინი წინათ არსებული სადგურებისაგან განსხვავებით ხასიათდება გაუმჯობესებული ელექტრონული სქემებით, რომლებიც მთლიანად ტრანზისტორებზეა აწყობილი, მაგნიტურ ფირზე სიგნალების დაგროვების (16 დაგროვებამდე) მოწყობილობით, ნაკლები მასით, გაბარიტული ზომებითა და ენერგიის ეკონომიური ხარჯვით. ციფრული სეისმოსადგურებიდან, რომლებსაც ხშირად სარეგისტრაციო სისტემებს უწოდებენ, გამოიყენება „სსც-3“, „სსც-4“, „ვოლჟანკა“, „პროგრეს“. ისინი 24 და 48 არხისაგან შედგება და აქვთ მსგავსი პარამეტრები. მათ შორის ყველაზე სრულყოფილი სადგურები „ვოლჟანკა“ და „პროგრეს“ აღჭურვილია სეისმური სიგნალების დამგროვებელი სისტემით, რაც განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია, როდესაც მუშაობა ტარდება რხევების აღმძვრელი არაფეთქებადი (სუსტი) წყაროების გამოყენებით.

გარდა მრავალარხიანი ანალოგური და ციფრული სეისმური სადგურებისა, იყენებენ სპეციალიზებულ სადგურებს, რომლებიც განკუთვნილია ზოგიერთი სახის სეისმოსაძიებო სამუშაოების ჩასატარებლად ან განსაკუთრებულ პირობებში სამუშაოდ.

ძნელადმისადგომ რაიონებში სიღრმული და რეგიონული სამუშაოების ჩასატარებლად გამოიყენება ტელემართვის სეისმური სადგურები „ტაიგა“, „ჩერეპახა“ და სეისმოლოგიური სადგური „ზემლია“. ესენი 6—8-არხიანი სადგურებია, რომელთაც აქვს კვების ავტონომიური ბლოკი, რაც უზრუნველყოფს სადგურის ნორმალურ მუშაობას 2—3 კვირის განმავლობაში.

ვერტიკალურ სეისმურ პროფილირებას და სეისმურ კაროტაჟს ატარებენ „პოისკ-1—24-სკ“ ან „ვსპ-1“ სადგურებით. გეოლოგიური ჭრილის ზედა ნაწილის (20—100 მ სიღრმემდე) შესასწავლად, საინჟინრო-გეოლოგიური, ჰიდროგეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად იყენებენ „პოისკ-1-ასმ“, „კვარც-1“, „ოსუ“-2 და „სნპვ-2 სც61-“ სადგურებსა და სეისმურ დანადგარებს. წყალსატევების ფსკერის შესასწავლად გამოიყენება სეისმური სადგურები, რომლებიც ხასიათდება სიხშირის დიდი დიაპაზონის — 20 ჰც-დან 1—2 კჰც-მდე რეგისტრაციის უნარით. ასეთებია აპარატურული კომპლექსები: „გრუნტი“, „აკვამარინ“, „სკატ“.

§ 82. მონაცემების დამამუშავებელი მოწყობილობები

სეისმოძიების, განსაკუთრებით კი ატმ მონაცემების დასამუშავებლად საჭიროა ისეთი სწრაფმოქმედი აპარატურის გამოყენება, რომლებიც სეისმური ჩანაწერებიდან სასარგებლო ინფორმაციის მისაღებად

აწარმოებენ მათ მრავალრიცხოვან გარდაქმნებს. ამ თვალსაზრისით ЭВМ უნივერსალური საშუალებაა, მაგრამ თუ მხედველობაში მივიღებთ გამოსავალი მონაცემების დიდ მასივებს და დამუშავების ალგორითმების სირთულეს, მაშინ თანამედროვე ЭВМ მეხსიერება და სწრაფმოქმედება ყოველთვის ვერ უზრუნველყოფს სეისმოძიების მონაცემების დამუშავების პირობებს. ამიტომ ეკონომიურად გამართლებული დამამუშავებელი სისტემების შესაქმნელად მიზანშეწონილია ЭВМ-თან ერთად დამატებით ციფრული და ანალოგური მოქმედების სპეციალიზებული დამამუშავებელი აპარატურების გამოყენება.

ციფრული დამამუშავებელი კომპლექსი. რომ წარმოვიდგინოთ, თუ რა დიდი მონაცემების მასივების დამუშავებაა საჭირო, მოვიყვანოთ ასეთი მაგალითი: ССВ მეთოდით მიღებული მასალების დამუშავებისას, როდესაც ერთდროულად 48 სეისმოგრამა მუშავდება, გამოსაყენებელი ინფორმაციის მოცულობა 1 კმ პროფილზე $5 \cdot 10^8$ სიტყვაა. ამჟამად არც ერთ ЭВМ არ აქვს ისეთი ოპერატიული დამამახსოვრებელი მოწყობილობა, რომ ერთდროულად შეიძლებოდეს მანქანაში მთელი ამ ინფორმაციის შეყვანა. ამიტომ ЭВМ-ს უნდა ჰქონდეს გარე მეხსიერების დიდი მოცულობა, რაც რეალიზებულია მაგნიტურფირიან მაგროვებლებზე, მაგნიტურ დისკოებზე ან მაგნიტურ დოლებზე.

1 კმ სიგრძის პროფილის მასალების დამუშავებისას საჭიროა 10^{10} ლოგიკური და არითმეტიკული ოპერაციის ჩატარება, რისთვისაც სწრაფმოქმედ ЭВМ-საც კი 1,5 საათი სჭირდება. ვინაიდან ეს გამოთვლები დაკავშირებულია მარტივ და ერთნაირ პროცედურასთან, ამიტომ მანქანის ძირითადი პროცესორის არითმეტიკულ მოწყობილობას ათავისუფლებენ ამ ოპერაციებისაგან და კომპლექსში შეჰყავთ დამატებითი პროცესორი (კონვოლფერი), რომელიც ავტომატურად მუშაობს და აქვს დიდი სწრაფმოქმედება. ამ მიზნით ძირითადად გამოიყენება „სკიფ“, „მკ“-1 და სხვა სპეცპროცესორები.

მონაცემების მოსამზადებელი დამუშავებისათვის (ჩანაწერების კონტროლი, რედაქტირება, ამპლიტუდების გათანაბრება, შესწორებების გამოთვლა და სხვ.) გამოიყენება დამხმარე პროცესორი. მას, აგრეთვე იყენებენ დამუშავების ზოგიერთი დასკვნითი ოპერაციისათვის და მისი შედეგების გადასაცემად. დამხმარე პროცესორებად გამოიყენება მცირე და მინი ЭВМ (მ-7000 სმ-2 და სხვ.). ამ შემთხვევაში ძირითადი პროცესორის ფუნქციებია: შემყვანი და გამომყვანი არხების მართვა, მასივების მომზადება სპეცპროცესორში შესაყვანად, სადისპეტჩერო ფუნქციების შესრულება და ზედმიწევნით რთული პროგრამების გათვლა. კომპლექსი აღჭურვილია მონიტორით, რომლის ეკრანზე შესაძლებელია თვალყური ვადევნოთ სეისმური რხევების დამუშავებას სხვადასხვა ეტაპზე და ვიზუალურად ვაკონტროლოთ მისი ხარისხი.

დისპლეის გამოყენება ოპერატორს საშუალებას აძლევს ეკრანზე ნახოს სეისმოგრამების ან ჭრილის ცალკეული ნაწილები და სიტუაციის მიხედვით ცვალოს პროგრამების გამოყენების რიგი ან დამუშავების პარამეტრები.

დამუშავების შედეგების ვიზუალიზაციისათვის ციფრული კომპლექსი აღჭურვილია სეისმური ჭრილების ასაგები მოწყობილობებით— პლოტერით. მისი საშუალებით გამოსახულება ფიქსირდება ფოტოფირზე ან ფოტოქაღალდზე. ზოგიერთი პლოტერი ფერად გამოსახულებას იძლევა. ჩვენში გამოიყენება „პოტოკ“ და „კვანტ“ პლოტერები. კომპლექსი, აგრეთვე, აღჭურვილია საბეჭდი მოწყობილობით (შედეგების ცხრილების სახით წარმოსადგენად) და სხვადასხვა გრაფიკის ამგები ხელსაწყოებით.

ძირითადად პროცესორებად გამოიყენება მესამე და შემდგომი თაობის ეს-1033, ეს-1040 ან უფრო მაღალი კლასის ЭВМ.

ანალოგური დამამუშავებელი დანადგარები. სეისმოძიების მონაცემების დამუშავების ზოგიერთი ეტაპი შეიძლება წარმატებით შესრულდეს ანალოგური მოწყობილობების საშუალებით, კერძოდ, ანალოგიურ სეისმურ სადგერებზე მიღებული მაგნიტური სეისმოგრამების დამუშავება და ანალიზი. ასეთი დანადგარებია: სეისმური ჩანაწერების გარდამქმნელები „ПЗЧ-2 მ“ და „ПЗЧ-4“, აპარატურა „პოისკ-2—24-რნპ“ და დამამუშავებელი მოწყობილობა „ლუჩ-1“, ეს დანადგარები ასრულებს შემდეგ ფუნქციებს: შეაქვს სტატიკური და კინემატიკური შესწორებები; აწარმოებს სიხშირულ ფილტრაციას და ამპლიტუდების ავტომატურ რეგულირებას; სხვადასხვა პირობებში აღძრულ სეისმური სიგნალების აჯამვას; ССВ მეთოდით სიგნალების დაგროვებას. მიღებული შედეგები წარმოდგება ხილული ფორმით (ფოტოფირი) ან სტანდარტულ მაგნიტურ ფირზე ჩანაწერის სახით, შემდგომში მათი სხვა დამამუშავებელ კომპლექსებში შეყვანის მიზნით.

განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს დანადგარები, რომლებშიც სეისმოგრამები გარდაიქმნება ოპტიკური ხერხით. ასეთ სისტემებს, მაგალითად, „კოგერენტს“, რომელიც ლაზერული დანადგარებია, შეუძლია ერთდროულად ინფორმაციის დიდი მასივების დამუშავება და შედარებით მარტივი ინტეგრალური გარდაქმნები. სისტემაში შესა-

ყვანი მონაცემები გარდაიქმნება პირველადი ინფორმაციის ფირზე გადაღებით, რომელიც ცვალებადი სიმკვრივის წესით სრულდება. მიღებული ე. წ. ტრანსფარანტი თავისებური დიფრაქციული მესერია.

ოპტიკური მოწყობილობა შედგება კონსტრუქციულად შედარებით მარტივი ელემენტების: ლინზების, ფილტრ-ნიღბებისა და ოპტიკური ღერძის გასწვრივ განსაკუთრებული წესით განლაგებული დიაფრაგმების ერთობლიობისაგან. დამუშავების ალგორითმი უზრუნველყოფილია სინათლის გავრცელების გზაზე სინათლის ნაკადის გატარების მოცემული მახასიათებლების მქონე მექანიკური საფარებით.

ოპტიკური სისტემების დადებითი მხარეა მათი სწრაფმოქმედება, მოქნილობა და შედარებითი სიიაფე. ძირითადი ნაკლოვანებაა ფოტომასალებით მუშაობის აუცილებლობა, ვინაიდან ფიტოსეისმოგრამას ძლიერ შეზღუდული დინამიკური მახასიათებლები და არაწრფივი თვისებები აქვს. მაგრამ ძალიან პერსპექტიულია ოპტიკური ფილტრებისა და ЭВМ ერთობლივი გამოყენება ოპტიკურ-ელექტრონული დამმუშავებელი სისტემების ფორმით, სადაც ინტეგრალურ ოპერაციებს განახორციელებს ოპტიკური ხელსაწყოები, ხოლო ლოგიკურ და მართვის ოპერაციებს — ელექტრონული ტექნიკის საშუალებანი.

§ 83. რხევების აღმძვრელი საშუალებები

აფეთქების საშუალებით სეისმური რხევების აღძვრას აქვს მრავალი ნაკლოვანი მხარე: ბურღვა-აფეთქებითი სამუშაოებისა და მათი შედეგების ლიკვიდაციის დიდი შრომატევადობა და ღირებულება; გარემოსადმი მიყენებული ზარალი, დასახლებულ ადგილებში მათი ჩატარების შეუძლებლობა და სხვ. ამიტომ ბოლო დროს სეისმური რხევების აღსაძრავად ფართოდ გამოიყენება არაფეთქებადი წყაროები (გენერატორები).

ჩვეულებრივ არაფეთქებადი წყაროები სეისმურ რხევებს გრუნტის ზედაპირზე მექანიკური ზემოქმედების საშუალებით აღძრავს.

გრუნტზე მოდებული დატვირთვის მიხედვით სეისმური რხევების წყაროები იყოფა ორ ძირითად ჯგუფად: იმპულსურ და ვიბრაციულ წყაროებად. იმპულსური წყაროები ზემოქმედებს დროის მცირე (5—10 წმ) მონაკვეთში, ხოლო ვიბრაციული — შედარებით ნაკლები ძალით, რომელიც ჰარმონიული კანონით იცვლება დროის შედარებით დიდ ინტერვალში.

წყაროები განსხვავდება გრუნტზე მექანიკური დატვირთვის სისტემის მიხედვითაც. არსებობს მექანიკური, გაზოდინამიკური, ელექტროდინამიკური, ელექტრომექანიკური და ჰიდრავლიკური წყაროები.

იმპულსური წყაროები

მ ე ქ ა ნ ი კ უ რ ი წ ყ ა რ ო ე ბ ი. დანადგარები, რომლებშიც სეისმური რხევები გარკვეული სიმაღლიდან ჩამოგდებული ტვირთის გრუნტზე დაცემით აღიძვრება, გამოიყენება სეისმურ სამუშაოებში მცირე სიღრმეების შესასწავლად, საინჟინრო-გეოლოგიური მიზნებისათვის, მყარი სასარგებლო წიაღისეულის ძებნა-ძიებისათვის და სხვა ამოცანების გადასაწყვეტად.

გ ა ზ ო დ ი ნ ა მ ი კ უ რ ი წ ყ ა რ ო ე ბ ი. ამ ტიპის წყაროებში სეისმური რხევების აღძვრის წყაროდ გამოყენებულია ენერგია, რომელიც გამოიყოფა არაფეთქებადი შეკუმშული გაზის გაფართოებით ან გაზების ნარევის აფეთქებით. ყველაზე ხშირად აფეთქებისათვის გამოიყენება ნარევი — პროპანი (პროპანი-ბუტანი) — ჟანგბადი. სამამულო წარმოების ასეთი ტიპის წყაროებს სეისმური რხევების გენერატორს ბსპ და სეისმურ გამსხივებელს სი უწოდებენ. ასეთი ტიპის გენერატორებში ინდექსაცია მიუთითებს მათ სიმძლავრეზე. მაგალითად, „გსკ-10“ ნიშნავს, რომ დანადგარი გრუნტზე მოქმედებს არანაკლები 10 000 კგ/სმ (100 კჯ) ძალით, ხოლო „სი-32“ ნიშნავს, რომ ერთ ზემოქმედებაზე იხარჯება 32 ლ ფეთქებადი ნარევი. აფეთქება ან შეკუმშული გაზის გაფართოება ხდება სპეციალურ კამერებში, რომლებსაც აქვს გაფართოების საშუალება, რის გამოც მათი ფსკერი ჩაიწნიხება გრუნტში და აღძრავს სეისმურ რხევებს. აღნიშნული დანადგარები, როგორც წესი, დამონტაჟებულია მძლავრ სატვირთო ავტომანქანებზე ან ტრაქტორებზე.

ე ლ ე ქ ტ რ ო დ ი ნ ა მ ი კ უ რ ი წ ყ ა რ ო ე ბ ი. არსებობს ასეთი წყაროების ორი ტიპი: ელექტროჰიდრავლიკური, რომელშიც სეისმური რხევების აღძვრა ელექტროდებზე კონდენსატორების ბატარეის განმუხტვის ხარჯზე ხდება. ელექტროდებს შორის სივრცე შევსებულია სითხით. მაგნიტოდინამიკურ დანადგარებში განმუხტვა ხდება კოჭაზე (სტატორზე), რომელშიც ღუზა მოძრაობს. ღუზა უშუალოდაა დაკავშირებული გრუნტზე მოქმედ ფილასთან, ხოლო კოჭა — ინერტულ მასასთან. დენის ინტენსიური იმპულსი გადაეცემა ღუზისა და სტატორის ხვიებს, მაგნიტური ველების ურთიერთქმედებით აღძრული

ძალა მათ ურთიერთსაწინააღმდეგო მიმართულებით ამოძრავებს და ღუზა ფილის საშუალებით ზემოქმედებას ახდენს გრუნტზე. ყველაზე ძლავრი მაგნიტოდინამიკური დანადგარია „სეისმოდინ“. აღსანიშნავია, რომ ელექტროდინამიკური წყაროების ყველა ტიპი გამოირჩევა ზემოქმედების სინქრონიზაციის დიდი სიზუსტით.

ვიბრაციული წყაროები

ვიბრაციული წყაროები ახორციელებს გრუნტზე ხანგრძლივ ზემოქმედებას და შეუძლია ჰარმონიული კანონით ცვალოს დატვირთვა. დატვირთვის ხანგრძლივობა (გაზზავნის სეანსი), როგორც წესი, 6—8 წმ-ია (ზოგჯერ ასეულ წამამდე), დატვირთვის მაქსიმალური ძალა — 70—140 კნ-ია, ხოლო დატვირთვის სიხშირე 5—8-დან 60—100 ჰც. ჩანაწერის საერთო ხანგრძლივობა გაგზავნის სეანსის დროისა და სარგებლო ჩანაწერის ხანგრძლივობის ჯამის ტოლია და 12—14 წმ აღწევს.

ჰიდრავლიკური ვიბრატორები. პრაქტიკულად ასეთი ვიბრატორები ჰიდრავლიკური წნეხებია, რომლის მართვა ხდება განსაზღვრული პროგრამით ელექტრონული სისტემების საშუალებით, რაც დიდი სიზუსტით უზრუნველყოფს ძალის მოქმედების სასურველ ცვლილებას. სეისმური ვიბრატორები (სვ) დამონტაჟებულია ავტომანქანაზე — სვ 10/100, სვ 7/150 ან სკრეპერებზე — სვ 20/50, სვ 50/15, სვ 20/50 და სვ 50/15, რომლებიც შედარებით დაბალი სიხშირის მძლავრი დანადგარებია. მათ დედამიწის ქერქის დიდი სიღრმეების გასაშუქებლად იყენებენ.

ელექტრომექანიკური ვიბრატორები. ამ ტიპის წყაროები გამოიყენება ნავთობისა და გაზის სეისმოძიებაში და მცირე სიღრმეების შესასწავლად. მათი საფუძველია ელექტრული მანქანა, რომელიც ექსცენტრიკულ მქნევარას აბრუნებს. გრუნტზე დატვირთვა იცვლება (სინუსოიდა ცვალებადი პერიოდით) მქნევარას ბრუნვის სიჩქარის მიხედვით. ენერგიის წყაროდ გამოყენებულია სატრანსპორტო საშუალებაზე დადგმული დიზელგენერატორი.

ვიბრაციული დანადგარების სიმძლავრე ნაკლებია იმპულსურთან შედარებით, მაგრამ მისი კომპენსაცია გაგზავნის სეანსის ხანგრძლივობის ხარჯზე ხდება. ამ სისტემის დანადგარების უპირატესობა გამოსხივებული სიგნალის ხანგრძლივობაში გამოიხატება, რაც უზრუნველ-

ყოფს ხელშემშლელი დაბრკოლებებისაგან მაღალ დაცვისუნარიანობას და აღძრული რხევების სპექტრის მართვის საშუალებას.

განსაკუთრებით ეფექტურია მათი გამოყენება ისეთ რაიონებში, სადაც ბურღვა გაძნელებულია. ვიბრაციული წყაროებით მიღებული მასალა თავისი ხარისხით არ ჩამოუვარდება იმპულსური წყაროების გამოყენებით მიღებულ მასალას.

რხევების აღძრის წყაროები აკვატორიებში

ოკეანეებში, ზღვებში, ტბებსა და მდინარეებში სეისმოსაძიებო სამუშაოების ჩატარების დროს გარემოს დაცვის უზრუნველყოფის მიზნით იყენებენ სეისმური რხევების აღძრის არაფეთქებად მეთოდებს. ამჟამად ძირითადად გამოყენებულია სამი ტიპის წყაროები: პნევმატური, ელექტრონაპერწკლოვანი და გაზის დეტონაციის დანადგარები. მათი უმეტესობა რხევებს აღძრავს 10—100 ჰც-ის დიაპაზონში, თუმცა სეისმოაკუსტიკური გამოკვლევებისათვის შექმნილია ელექტრონაპერწკლოვანი გამსხივებლები 100-დან 1000 ჰც-მდე სიხშირის რხევების აღსაძვრელად.

პნევმატიურ წყაროებში მექანიკური რხევები აღიძვრება შეკუმშული ჰაერით, რომელიც სარქვლების საშუალებით სპეციალურ კამერებში გროვდება და საჭიროების შემთხვევაში სეისმური სადგურიდან მიღებული ელექტროსიგნალის მეოხებით სწრაფად გაიტყორცნება პნევმოკამერიდან წყალში. ამჟამად გამოყენებულია „პი-15“, „პი-4“, „პი-5“ „იმპულს“ ტიპის პნევმატური გამსხივებლები.

გაზის დეტონაციის დანადგარებში „უგდ“ გამოყენებულია გაზების ნარევის აფეთქების ენერგია. გამოიყენება პროპანის ან ბუტანის ნარევი ჟანგბადთან ან ჰაერთან. გარემოს დაცვის უზრუნველყოფის მიზნით აფეთქება სპეციალურ კამერებში ხდება. ასეთი უმარტივესი კამერა წარმოადგენს ქვემოდან გახსნილ მილს.

ელექტრონაპერწკლოვანი წყაროები დრეკად რხევებს წყალში ელექტრული განმუხტვის საშუალებით წარმოქმნის; ასეთ წყაროებს სპარკერებსაც უწოდებენ და მათი მოქმედებისას წარმოიქმნება ე. წ. ელექტროჰიდრავლიკური დარტყმა. ერთეულოვანი განმუხტვის სიმძლავრე 150 კჯ აღწევს. ხმარებაშია „ზპლ“-3, „ვოლნა“, „სკატ“ ტიპის სპარკერები.

აფეთქების პუნქტის სადგური „სპ“. მისი დანიშნულებაა — მფეთქი მასალის, დეტონატორებისა და მოსამსახურე პერსონალის ტრანსპორტირება. იგი, აგრეთვე გამოიყენება როგორც მოძრავი საწყობი მფეთქი მასალის შესანახად.

აღძვრის სინქრონიზაციის სისტემა „სსვ-1“. ამ სისტემის დანიშნულებაა რადიოარხის საშუალებით მართოს სეისმოსაძიებო სამუშაოები, როდესაც მანძილი სეისმურ სადგურსა და რხევების აღძვრის პუნქტს შორის დიდ ფარგლებში იცვლება. იგი უზრუნველყოფს სეისმური სადგურის გაშვებისა და ტალღების აღმძვრელის მუშაობის სინქრონიზაციას, აფეთქებას, აღნიშნავს რხევების აღძვრის მომენტს. გამოიყენება მსგავსი პარამეტრების მქონე სხვა სისტემაც, კერძოდ, „უვრ-2“.

ავტოცისტერნის დანიშნულებაა თიხიანი ხსნარისა და ტექნიკური წყლის მიწოდება ბურღვითი სამუშაოების ჩატარების ადგილზე.

შნეკური ბურღვის დანადგარი „უშ-2“. მისი დანიშნულებაა მცირე სიღრმის (60 მ-მდე) სეისმური ჭის გაბურღვა შნეკური წესით.

როტორული ბურღვის დანადგარი „урб-за-2“ „урб-6а“. მისი დანიშნულებაა სტრუქტურული ჭების ბურღვა 600—800 მ-მდე. დამონტაჟებულია ავტომანქანა „маз-560 аш-ის“ ბაზაზე. უფრო მცირე სიღრმის ბურღილების როტორული წესით ბურღვისას გამოიყენება დანადგარი „урб-2, 5а-а“, რომელიც დამონტაჟებულია „კრაზ“ ავტომანქანის ბაზაზე.

თავი XIX

სეისმოძიების მასალების დამუშავება

სეისმოძიების მასალების დამუშავება ითვალისწინებს შემდეგი ოპერაციების ჩატარებას: სეისმოგრამების პირველად დამუშავებასა და ტალღების კორელაციას; შესწორებების გამოთვლას; სასარგებლო ტალღების ჰოდოგრაფების აგებას; საშუალო, ეფექტური და საზღვრო სიჩქარეების გამოთვლას; ჯამური სიჩქარული სვეტის შედგენას; პროფილის გასწვრივ სეისმური ჭრილების აგებასა და სტრუქტურული რუკების შედგენას.

სეისმოძიების მასალების დამუშავება, როგორც წესი, ტარდება ორ ეტაპად: წინასწარი, ანუ საველე დამუშავება და საბოლოო, ანუ კამერალური დამუშავება, როდესაც ინტერპრეტაციისათვის საჭირო ყველა მასალა მიღებულია.

საველე ლენტები (მაგნიტოგრამები, სეისმოგრამები) წარმოადგენს ძირითად მასალას ინტერპრეტაციისათვის.

§ 85. საველე ლენტების პირველადი დამუშავება და ტალღების კორელაცია

საველე მუშაობის დროს მიღებული ლენტი (მაგნიტოგრამა ან სეისმოგრამა), რომელიც ვარგისიანად ჩაითვლება, კამერალურ ბიუროში რეგისტრირდება. ყოველ ლენტს თან ახლავს პასპორტი, რომელშიც აღნიშნულია მისი მიღების პირობები. შემდეგ ხდება მაგნიტოგრამებიდან გადაწერილი ლენტებისა და სეისმოგრამების ნიშანდება დროის მარკის საშუალებით დააქვთ დროთა სკალა.

ერთი და იმავე ტალღის მიერ გამოწვეული რხევების ჩანაწერის თვალგადევნებას რეგისტრაციის ერთი წერტილიდან მეორემდე ტალღის კორელაცია ეწოდება. ვინაიდან ტალღის ფრონტის მოსვლის (შემოსვლის) მომენტის ჯეროვანი ფიქსირება, ფილტრაციისა და ხელისშემშლელი რხევების ფონის არსებობის გამო შეუძლებელია, ამიტომ სეისმოგრამებზე ტარდება ე. წ. ფაზური კორელაცია, როდესაც რეგისტრაციის წერტილები ერთიმეორიდან მცირედ არის დაშორებული, ტალღის მოსვლის დრო და მის მიერ გამოწვეული რხევების ფორმა მეზობელ ჩანაწერებზე ახლოსაა ერთმანეთთან. ეს კი იძლევა მეზობელ ტრასებზე ერთნაირი ფაზების გაიგივების საშუალებას. ხაზს, რომელიც აერთებს ერთი და იმავე ტალღით გამოწვეულ რხევათა ერთნაირ ფაზებს სხვადასხვა ტრასაზე, სინფაზურობის ღერძი ეწოდება. სინფაზურობის ღერძი სეისმოლენტის მასშტაბში აგებული ფაზური ჰოდოგრაფია.

§ 86. შესწორებების გამოთვლა

გეოლოგიური ჭრილის ზედა ნაწილს გარკვეული დამახინჯებები შეაქვს საველე მასალებში, რაც სინფაზურობის ღერძების გამრუდებასა და ჩანაწერის ფორმის შეცვლაში გამოიხატება. ამასთან და-

ჭავშირებით დიდი მნიშვნელობა ენიჭება იმ შესწორებების გამოთვლას, რომლებიც უნდა შევიტანოთ ტალღათა გარბენის გაზომილ დროებში, რათა გამოირიცხოს აღნიშნული დამახინჯებები. შესატან შესწორებათა სისტემა, ყოველ კონკრეტულ შემთხვევაში განისაზღვრება სამუშაო რაიონის გეოლოგიური და ტოპოგრაფიული თავისებურებებით.

ჰოდოგრაფში შეტანილი შესწორებები უნდა გამორიცხავდეს გეოლოგიური ჭრილის ზედა ნაწილის ცვალებადობის თავისებურებებს, დრეკადი ტალღების წყაროს ჩაწოლის სიღრმისა და სეისმომიმღებების სხვადასხვა სიმაღლეზე განლაგების გავლენას. შესწორებების შეტანის შედეგად ხდება რეალური გარემოს ტრანსფორმირება აბსტრაქტულ გარემოში, რომლის თვისებები, შეძლებისდაგვარად, უნდა მიუახლოვდეს შესასწავლი გარემოს სავარაუდო თვისებებს.

შესწორებების შეტანისას აუცილებელია სეისმური ჭრილების აგების სიზუსტის მოთხოვნების გათვალისწინება. ბუნებრივია, რომ შეიძლება უგულებელვყოთ ისეთი შესწორება, რომელიც სეისმური საზღვრის სიღრმეს გაცილებით მცირე სიდიდით ცვლის, ვიდრე მისი აგების სიზუსტეა. აფეთქების პუნქტის ქვეშ სეისმურ საზღვრამდე სიღრმის განსაზღვრის Δh ცდომილება შესაძლებელია მიახლოებით გამოითვალოს შემდეგი ფორმულებით:

არეკლილი ტალღების მეთოდში

$$\Delta h = \frac{\overline{V}\Delta t}{2};$$

გარდატეხილი ტალღების მეთოდში

$$\Delta h = \frac{\overline{V}\,\Delta t}{2\sqrt{1-\left(\frac{\overline{V}}{V_0}\right)^2}}, \qquad \text{(XIX.1)}$$

სადაც Δt არის ტალღის გარბენის დროის განსაზღვრის ცდომილება. $\overline{V}$ — სიჩქარე ზედა ფენაში, V_0 — საზღვრითი სიჩქარე.

ნაგულისხმევია, რომ ყველა შესწორება დამოკიდებულია მხოლოდ ტალღის აღძვრისა და მიღების წერტილთა მდებარეობაზე და არ არის დამოკიდებული ტალღის გარბენის დროზე. ამიტომ ამ შესწორებებს სტატიკურ შესწორებებს უწოდებენ.

შ ე ს წ ო რ ე ბ ა მ ც ი რ ე ს ი ჩ ქ ა რ ი ს ზ ო ნ ა ზ ე. გეოლოგიური ჭრილის ზედა ნაწილში მცირე სიჩქარის ზონის (მსზ) არსებობა

ხშირად იწვევს სეისმური ტალღის საგრძნობ დაგვიანებას. გარდა ამისა, ვინაიდან ეს ზონა ხასიათდება დიდი არაერთგვაროვნობით როგორც ჰორიზონტალური, ისე ვერტიკალური მიმართულებით (იცვლება როგორც სიმძლავრე, ასევე ტალღის გავრცელების სიჩქარე). ამის გამო პროფილის სხვადასხვა წერტილში ტალღების დაგვიანება სხვადასხვა იქნება, რაც იწვევს ჰოდოგრაფების გამრუდებას, ამიტომ აუცილებელია შესწორების შეტანა მცირე სიჩქარის ზონაზე.

ამ შესწორების შეტანისას გულისხმობენ, რომ მცირე სიჩქარის ზონის ფარგლებში სასარგებლო ტალღების სხივები ვერტიკალურია; ეს დაკავშირებულია საგებ გარემოსა და ამ ზონის სიჩქარეებს შორის საგრძნობ განსხვავებასთან. მცირე სიჩქარის ზონაზე შესწორება შემდგომი დამუშავების მეთოდებისაგან დამოუკიდებლად ყოველთვის უნდა იქნეს შეტანილი. გამონაკლისია მხოლოდ ის რაიონები, სადაც მცირე სიჩქარის ზონის სიმცირის გამო შესწორება არ აღემატება 0,002—0,003 წამს.

მცირე სიჩქარის ზონაზე შესწორება განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$\Delta t_ზ = \frac{h_ზ}{V_ზ} - \frac{h_ზ}{V_0}, \qquad \text{(XIX.2)}$$

სადაც $h_ზ$ მცირე სიჩქარის ზონის სიმძლავრეა, $V_ზ$ — სიჩქარე მასში, V_0 — სიჩქარე საგებ ფენაში. $\Delta t_ზ$ ყოველთვის ამცირებს შემოსვლის დროს. არსებობს მისი გამოთვლის რამდენიმე ხერხი.

პ ი რ ვ ე ლ ი ხ ე რ ხ ი მდგომარეობს შემდეგში: ყოველი აფეთქების პუნქტიდან მცირე დაშორების შემთხვევაში (100—200 მ) აიგება გარდატეხილი ტალღების პირველი შემოსვლების ჰოდოგრაფი შემდეგ მასშტაბში: ჰორიზონტალური 1:1000; ვერტიკალური 1 სმ—0,1 წმ.

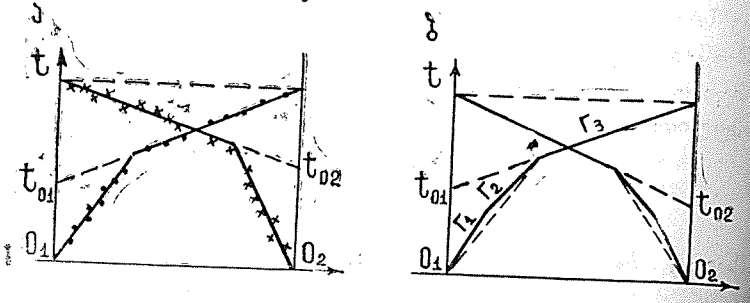
პირველი შემოსვლების დროთა წერტილებს აერთებენ გასაშუალოებული ტეხილი ხაზით (ნახ. 114, ა). პირველი მონაკვეთი შეესაბამება პირდაპირი ტალღის ჰოდოგრაფს და მისი საკუთხო კოეფიციენტით შეიძლება სიჩქარის განსაზღვრა.

$$V_ზ = \left(\frac{\Delta X}{\Delta t}\right)_1.$$

მეორე მონაკვეთი შეესაბამება ძირითად ჭანებზე გარდატეხილი

ტალღების ჰოდოგრაფს. ამ შტოს საკუთხო კოეფიციენტის საშუალებით შეგვიძლია განვსაზღვროთ სიჩქარე ძირითად ქანებში $V_0 = \left(\frac{\Delta x}{\Delta t}\right)$. იგულისხმება, რომ ამ ქანების დახრის კუთხე მცირეა და მას ნულის ტოლად ვთვლით.

თუ მეორე შტოს გავაგრძელებთ დროთა ღერძის გადაკვეთამდე (ნახ. 114, ა), მაშინ ამ ღერძზე მიღებული მონაკვეთი $t_0 = \frac{2h_ხ \cos i}{V_ხ}$, სადაც $\sin i = \frac{V_ხ}{V_0}$, რადგან, ჩვეულებრივ, $V_ხ \ll V_0$, შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ $\cos i = 1$ და მივიღებთ $t_0 = \frac{2h_ხ}{V_ხ}$. თუ ამ გამოსახულებას შევადარებთ



ნახ. 114. ჰოდოგრაფის საშუალებით t_0 დროის განსაზღვრა მცირე სიჩქარის ზონის შესასწავლად

(XIX.2) ფორმულას, შესწორების გამოსათვლელად მივიღებთ შემდეგ დამოკიდებულებას:

$$\Delta t_ხ = \frac{t_0}{2}\left(1 - \frac{V_ხ}{V_0}\right). \qquad \text{(XIX.3)}$$

(XIX.3) ფორმულით შესწორება გამოითვლება როგორც პირდაპირი, ასევე შებრუნებული მიმართულებით და აიღება მათი საშუალო მნიშვნელობა.

თუ პირველ შემოსვლათა ჰოდოგრაფი შედგება სამი ან მეტი შტოსაგან, მაგალითად Γ_1, Γ_2, და Γ_3 (ნახ. 114, ბ), მაშინ შეიძლება ასე მოვიქცეთ: აფეთქების პუნქტის O_1-სა და პირველ შემოსვლათა ჰოდოგრაფის გარდატეხის ბოლო A წერტილს შორის გავატაროთ O_1A წრფე

და ის განვიხილოთ როგორც პირდაპირი ტალღის ჰოდოგრაფი, ხოლო Γ_3, როგორც ძირითად ქანებზე გარდატეხილი ტალღის ჰოდოგრაფი და შემდეგ Δt გამოსათვლელად ვისარგებლოთ ზემოაღწერილი წესით. ასეთი გამოთვლების სიზუსტე სრულიად საკმარისია პრაქტიკული მიზნებისათვის.

გამოთვლის მ ე ო რ ე ხ ე რ ხ ი, ე. წ. ვერტიკალური დროის მეთოდი, მდგომარეობს შემდეგში: საჭიროა განისაზღვროს ტალღის გარბენის დრო აფეთქების ადგილიდან ჭაბურღილის პირამდე, მაშინ შესწორების სიდიდე გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

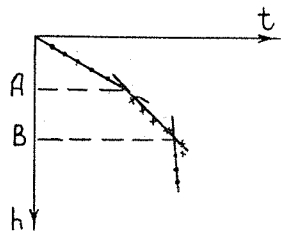
$$\Delta t_ხ = t_ა - \frac{h_ა}{V_0}, \qquad \text{(XIX.4)}$$

სადაც $h_ა$ არის ჭაბურღილში აფეთქების სიღრმე; $t_ა$ — ამ ჭაბურღილთან განლაგებული სეისმომიმღების მიერ აღნიშნული დრო; V_0 — ძირითად ქანებში ტალღის გავრცელების სიჩქარე, რომელიც განისაზღვრება პირველი შემოსვლების ტალღების ჰოდოგრაფის საკუთხო კოეფიციენტის საშუალებით. ამ მეთოდით გამოთვლა დასაშვებია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ აფეთქება მცირე სიჩქარის ზონის ქვეშ ხდება.

გამოთვლის მ ე ს ა მ ე ხ ე რ ხ ი ემყარება იმ ჭაბურღილების სეისმოკაროტაჟის მასალების გამოყენებას, რომლებშიც მოხდა აფეთქება. ამისათვის გამოყენებული მრავალგადამწოდიანი ზონდი საშუალებას იძლევა განისაზღვროს ტალღის გარბენის დროები ჭაბურღილის გასწვრივ და ამით აიგოს პირდაპირი (გამავალი) ტალღის ჰოდოგრაფი (ნახ. 115). ამ ჰოდოგრაფის ფორმის, კერძოდ, გარდატეხის წერტილების მიხედვით, შეიძლება მცირე სიჩქარის ზონის ქვედა საზღვრისა და სიღრმის მიხედვით სიჩქარის ცვალებადობის კანონზომიერებათა დადგენა.

$\Delta t_ხ$ გამოთვლის ზემომოყვანილი ხერხები გამოიყენება პროფილის მხოლოდ იმ წერტილებში, სადაც ჩატარებულია მცირე სიჩქარის ზონის შესწავლის სპეციალური სამუშაოები ან ასაფეთქებელი ჭაბურღილებია. ყველა სხვა შუალედურ წერტილში განსაზღვრა ინტერპოლაციით ხდება. თუ S_1 S_2, S_3,... და ა. შ. წერტილებში ცნობილია $\Delta t_ხ$ სიდიდეები (ნახ. 116) და მათ დავიტანთ კოორდინატთა სისტემის ვერტიკალურ ღერძზე, ხოლო ჰორიზონტალურზე გადავზომავთ პროფილის პიკეტებს და მიღებულ წერტილებს შევაერთებთ წრფეებით, შე-

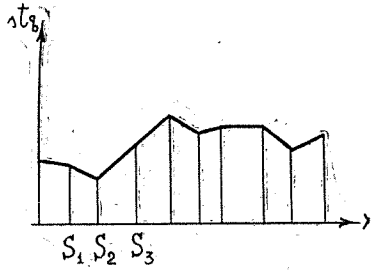
საძლებლობა გვექნება გრაფიკულად განვსაზღვროთ $\Delta t_ხ$ სიდიდე პროფილის ნებისმიერ შუალედურ წერტილში. ასეთ გრაფიკს ჩვეულებ-



ნახ. 115. სეისმოკაროტაჟის მასალების საშუალებით $\Delta t_ხ$ განსაზღვრა

რივად აგებენ მასშტაბში: ვერტიკალური 1 სმ=0,02 წმ, ჰორიზონტალური 1 სმ=100 მ.

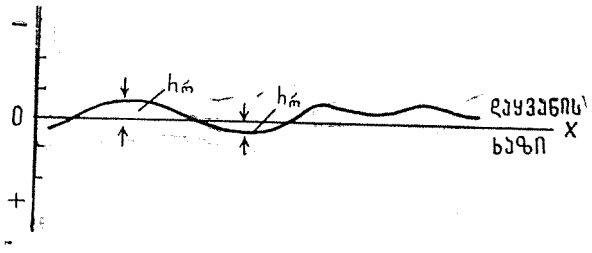
შესწორება ზონაზე უნდა აითვალოს ±0,002 წმ სიზუსტით.



ნახ. 116. მცირე სიჩქარის ზონაზე $\Delta t_ხ$ შესწორების განსაზღვრის გრაფიკი

შ ე ს წ ო რ ე ბ ა რ ე ლ ი ე ფ ზ ე. ამ შესწორების შესატანად გამოიყენება სეისმური პროფილების მასალები ან რელიეფის 2,5 მ კვეთის ტოპოგრაფიული რუკები და მათ საფუძველზე იგება ყველა პროფილისათვის რელიეფის ჭრილები (ნახ. 117) მასშტაბში: ჰორიზონტალური 1:10000: ვერტიკალური 1:1000 ან 1:2000.

ყოველი პროფილისათვის შეირჩევა ე. წ. დაყვანის ხაზი, რომელიც შემდგომში განიხილება როგორც აფეთქებებისა და რეგისტრაციის ჩატარების ხაზი. დაყვანის ხაზი ისე უნდა შეირჩეს, რომ რელიეფის



ნახ. 117. რელიეფზე შესწორების გრაფიკი

გადაწრები არ აღემატებოდეს 25—40 მ. რეკომენდებულია ჰორიზონტალური დაყვანის ხაზების გატარება. მაგრამ თუ პროფილი საკმაოდ გრძელია, ხოლო რელიეფი ხასიათდება საერთო დახრით, მაშინ აუცილებელია დახრილი დაყვანის ხაზით სარგებლობა. მოხერხებულია დაყვანის ხაზის გატარება აფეთქების პუნქტზე. ამ შემთხვევაში საჭირო არ არის შესწორების შეტანა აფეთქების პუნქტზე.

ზოგ შემთხვევაში, მაგალითად, თუ სამუშაო ობიექტი დაბლობ, ვაკე ადგილზე მდებარეობს და პროფილის გასწვრივ შესწორება არ აღემატება 0,002—0,004 წმ, შეიძლება რელიეფზე შესწორება არ შევიტანოთ. რელიეფზე შესწორება გამოითვლება იმ დაშვებით, რომ სასარგებლო ტალღების სხივები ვერტიკალურია. მაშინ შეიძლება ვისარგებლოთ ფორმულით

$$\Delta t_რ = \frac{h_რ}{V_0}, \qquad \text{(XIX.5)}$$

სადაც $h_რ$ არის მანძილი სეისმომიმღების მდებარეობის წერტილიდან დაყვანის ხაზამდე; V_0 — სიჩქარე ძირითად ქანებში.

თუ მიმღები აპარატურა განლაგებულია დაყვანის ხაზის ზემოთ, მაშინ რელიეფზე შესწორება უარყოფითია, ხოლო თუ პირიქით, დაყვანის ხაზის ქვემოთ, მაშინ შესწორება დადებითია.

შესწორება აფეთქების წერტილზე. ამ შესწორების შეტანა განპირობებულია იმით, რომ აფეთქების წერტილი არ მდებარეობს დაყვანის ხაზზე ან ძევს მცირე სიჩქარის ზონის შიგნით.

შესწორება აფეთქებაზე. როდესაც აფეთქების ჰიპოცენტრი შესასწავლი ქანების სახურავქვეშაა, მაშინ ეს შესწორება ვამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$\Delta t_{აფ} = \frac{h_{აფ}}{V_0}, \qquad \text{(XIX.6)}$$

სადაც $h_{აფ}$ არის მანძილი (შვეულად) აფეთქების წერტილიდან დაყვანის ხაზამდე.

$h_{აფ}$ სიდიდის მისაღებად აფეთქების წერტილი დააქვთ ნიველირებულ ჭრილზე და მას გრაფიკულად განსაზღვრავენ. თუ აფეთქების წერტილი დაყვანის ხაზის ზემოთ მდებარეობს, მაშინ $\Delta t_{აფ}$ შესწორება უარყოფითია, წინააღმდეგ შემთხვევაში — დადებითი. თუ აფეთქების ერთ პუნქტში მუხტის ჩადების სიღრმე იცვლება, მაშინ უნდა შეიცვალოს $\Delta t_{აფ}$ შესწორების სიდიდე.

ჰაერში აფეთქებისას მართებულია ფარდობა

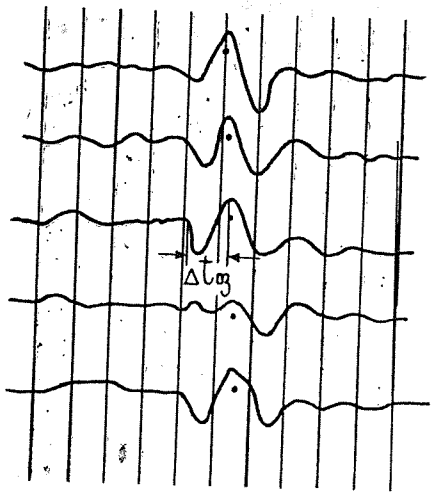
$$\Delta t_{აფ} = \Delta t_{ზ} + \Delta t_{ჰ}, \qquad \text{(XIX.7)}$$

სადაც $\Delta t_{ზ}$ და $\Delta t_{ჰ}$ შესწორებები განისაზღვრება აფეთქების წერტილში.

შესწორება ფაზაზე. $\Delta t_{ფ}$ შესწორების შესატანად ჩანაწერზე უნდა აირჩეს ისეთი ტრასა, სადაც ტალღის შემოსვლა კარგად ჩანს და ათვლილ იქნეს სხვაობა შემოსვლის მომენტსა და იმ ფაზას შორის, რომლითაც კეთდება კორელაცია. რამდენიმე ასეთი ტრასის მონაცემიდან განისაზღვრება საშუალო არითმეტიკული. ეს სიდიდე იქნება $\Delta t_{ფ}$-ს შესწორების სიდიდე. შემდგომ ეს შესწორება შეაქვთ ყველა წერტილისათვის, რადგან იგულისხმება, რომ შემოსვლისა და ნებისმიერი ფაზის ჰოდოგრაფები ურთიერთპარალელურია (ნახ. 118).

შესწორება ფაზაზე არ შეაქვთ, თუ სამუშაო რაიონი ხასიათდება ფენების თანხმობითი განლაგებით გარდა იმ შემთხვევებისა, როდესაც ზოგიერთი ტალღა დაკავშირებულია გარკვეულ სტრატიგრაფიულ

ჰორიზონტთან. მაგრამ ამ შემთხვევებშიც ფაზაზე შესწორების ნაცვლად შესწორება პირდაპირ ჭრილში შეაქვთ; ამასთან საკმარისია



ნახ. 118. ფაზაზე შესწორების განსაზღვრა

ჭრილში სეისმური საზღვრები გადავაადგილოთ ზევით Δh სიდიდით, რომელიც (XIX. 1) ფორმულით განისაზღვრება.

§ 87. ჰოდოგრაფებისა და ამპლიტუდური გრაფიკების აგება

სეისმოლენტზე აღნიშნული სინფაზურობის ღერძები შესაბამისი ტალღების ჰოდოგრაფებია სეისმოლენტის მასშტაბში. ხშირად (გარდატეხილ ტალღათა მეთოდში კი ყოველთვის) ტალღური ველის დეტალური ანალიზის ჩასატარებლად ჰოდოგრაფებს აგებენ (x, t) კოორდინატთა სისტემაში.

ექსპერიმენტალური შესწორებული ხაზოვანი ჰოდოგრაფის აგება. სეისმოლენტზე ათვლილ დროთა საფუძველზე შედგენილ ჰოდოგრაფს ექსპერიმენტული ჰოდოგრაფი ეწოდება, იგი, როგორც წესი, აიგება მილიმეტრებიან ქაღალდზე და

აგების მასშტაბი დამოკიდებულია ძიების დეტალურობასა და აფეთქების ინტერვალის ზომებზე. ატმ-ში ჰორიზონტალური მასშტაბია 1 სმ—100 მ, ხოლო ვერტიკალური 1 სმ—0,02 წმ. ბტმ-ში ჰორიზონტალური მასშტაბია 1 სმ—10—200 მ, ვერტიკალური — 1 სმ—0,01—0,1 წმ.

სასურველია ყოველი აფეთქების პუნქტისათვის გარბენის დროები ჰოდოგრაფის სიბრტყეზე აღინიშნოს განსხვავებული პირობითი ნიშნით, მაგალითად, ჯვარი, სამკუთხედი, წრე და სხვა, რათა პროფილის გარკვეულ უბანზე შესაძლებელი იყოს სხვადასხვა პუნქტიდან მიღებული ჰოდოგრაფების იოლად გარჩევა.

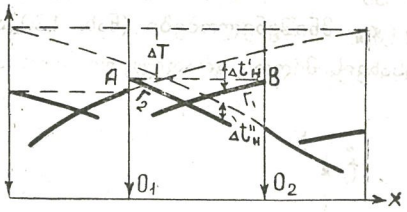
ექსპერიმენტულ ჰოდოგრაფებში საჭიროა შევიტანოთ ზემოაღწერილი შესწორებები, რის შედეგადაც მივიღებთ ე. წ. შესწორებულ ჰოდოგრაფს. შემდგომ საჭიროა ამ ჰოდოგრაფების გულდასმით ანალიზი, რათა გამოვავლინოთ ზედაპირული თავისებურებების ცვლილებით გამოწვეული დამახინჯებანი, რომელთა გასწორება შესწორებების შეტანითაც ვერ მოხერხდა. თუ აღმოჩნდა, რომ დამახინჯებანი (გამრუდება და სხვა) გამოწვეულია ჭრილის ზედა ნაწილის პირობებით, მაშინ შესაბამის მონაკვეთებს ასაშუალოებენ მდოვრე ხაზებით და ღებულობენ ე. წ. გასაშუალოებულ ჰოდოგრაფებს, რომლებიც გამოიყენება შემდგომი დამუშავებისათვის.

ჰოდოგრაფების გასაშუალოების შემდეგ უნდა შემოწმდეს ერთნაირი ფაზების შემოსვლის დროები ურთიერთშეუღლებულ წერტილებში. თუ სხვაობა აღემატება 0,005 წმ, მაშინ საჭიროა გადაისინჯოს შესწორებები, შემოწმდეს კორელაციის ჩატარების სისწორე, აფეთქების მომენტის აღნიშვნა და სხვ.

თუ გამოიყენება დამწევ ჰოდოგრაფთა სისტემა, მაშინ შესაძლებელია ე. წ. ჯამური ჰოდოგრაფების აგება. შესაბამისი ტალღების გადაბმა უნდა მოხდეს ან კორელაციური, ან დამწევი ჰოდოგრაფების მსგავსებისა და ჩანაწერის ფორმის ნიშნების მიხედვით. პრაქტიკულად ჯამური ჰოდოგრაფი აიგება შემდეგნაირად: თუ გვაქვს ორი Γ_1 და Γ_2 დამწევი ჰოდოგრაფი, მიღებული შესაბამისად O_1 და O_2 აფეთქების პუნქტებიდან და მათ აქვს გადაფარვის უბანი, მაშინ ამ უბნის რამდენიმე წერტილში აიღება დროთა სხვაობა (Δt_H) (ნახ. 119) და განისაზღვრება მათი საშუალო არითმეტიკული. ამის შემდეგ შესაძლებელია ამ ორი ჰოდოგრაფის ერთმანეთთან დაკავშირება. თუ Γ_1 ჰოდოგრაფს დავწევთ Δt_H სიდიდით, მივიღებთ O_2M ჰოდოგრაფს „მკვდარი“ ზო-

ნისათვის, ხოლო თუ Γ_2-ს ავწევთ, მაშინ მივიღებთ Γ_1 გაგრძელებულ ჰოდოგრაფს O_1 აფეთქების პუნქტიდან.

ჯამური ჰოდოგრაფის აგება შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ არა გვაქვს ტალღის შეღწევადობის ეფექტი და გადაფარვის უბანზე ჰოდოგრაფები მსგავსია (პარალელურია).



ნახ. 119. გარდატეხილ ტალღათა ჯაჭვური ჰოდოგრაფის შედგენა

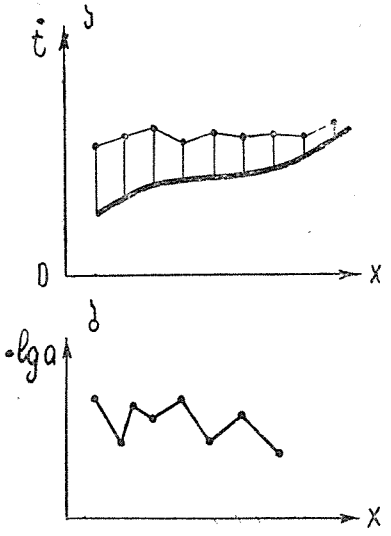
დ ი ნ ა მ ი კ უ რ ი ჰ ო დ ო გ რ ა ფ ე ბ ი ს ა დ ა ა მ პ ლ ი ტ უ დ უ რ ი მ რ უ დ ე ბ ი ს ა გ ე ბ ა. სეისმოძიების შესაძლებლობების გაზრდის მიზნით ფართოდ იყენებენ ზოგიერთ დინამიკურ პარამეტრებსაც. კერძოდ, ბტმ-ში ტალღათა ბუნების გასარკვევად ხშირად იყენებენ ჩანაწერის ამპლიტუდურ თავისებურებებს.. იმისათვის, რომ გაიზომოს რხევის ამპლიტუდა, აუცილებელია ვიცოდეთ სეისმური არხების შედარებითი მგრძნობიაროაბანი. თუ ყველა არხის მგრძნობიარობა ერთნაირია, მაშინ სხვადასხვა ტრასაზე აიღება რხევის ერთი და იმავე ფაზის ამპლიტუდის მნიშვნელობანი $(a_1^1, a_2^1, \ldots, a_n^1)$. თუ არხებს სხვადასხვა გაძლიერება $(b_1, b_2, \ldots, b_n)$ აქვს, მაშინ საჭიროა მათი მგრძნობიაროაბის დაყვანა ერთ რომელიმეზე, მაგალითად, პირველი არხის b_1 მგრძნობიარობაზე დაყვანილი a_k ამპლიტუდები გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$a_k = \frac{b_1}{b_k} a'_k \ (k = 1, \ 2, \ldots, \ n). \qquad \text{(XIX.8)}$$

მაგრამ ვინაიდან ძნელია სეისმომიმღებების დაყენების პირობების გათვალისწინება, ამიტომ რხევის ამპლიტუდები შეიძლება განისაზღვროს სიზუსტით, რომელიც არ აღემატება 10—15%. როდესაც ვადარებთ სხვადასხვა აფეთქების პუნქტიდან მიღებულ ერთი ტალღის ამპლიტუ-

დებს, აუცილებელია აფეთქების პირობების შეცვლის გათვალისწინება. ამისათვის საჭიროა მიღების პირობების შეუცვლელად შედარდეს ჩანაწერები ერთ ან რამდენიმე წერტილში.

ამპლიტუდების გაზომვის შედეგები შეიძლება წარმოვადგინოთ დინამიკური ჰოდოგრაფის სახით. ერთ ნახაზზეა მოცემული ტალღის კინემატიკური და დინამიკური თავისებურებანი. ამისათვის კინემატიკური ჰოდოგრაფების Γ ხაზიდან განსაზღვრული მასშტაბით დააქვთ ამპლიტუდების a_h მნიშვნელობები (ნახ. 120, ა). ამპლიტუდური გაზომვების გამოსახვის მეორე გრაფიკული ხერხია ამპლიტუდური მრუ-



ნახ. 120. ა—დინამიკური ჰოდოგრაფი; ბ—ამპლიტუდური მრუდები

დები. ამპლიტუდები დააქვთ ლოგარითმულ მასშტაბში პროფილის გასწვრივ როგორც მანძილის ფუნქცია (ნახ. 120. ბ). რხევის ფორმის მუდმივობის კონტროლისათვის აგებენ ამპლიტუდათა შეფარდების გრაფიკებს. ამისათვის ზომავენ ერთი და იმავე ტალღის რამდენიმე ფაზის ამპლიტუდას (a^1_1, a^2_1, a^3_1) და ითვლიან მათ შეფარდებას. მაგალითად, $\frac{a^1_1}{a^2_1}$; $\frac{a^3_1}{a^2_1}$, ის არ უნდა შეიცვალოს პროფილის გასწვრივ, თუ რხევის ფორმა არ იცვლება.

§ 88. საშუალო და ეფექტური სიჩქარეების გამოთვლა

სასარგებლო ტალღების გარბენის დროები შესაძლებელია გამოყენებულ იქნეს სეისმური საზღვრების ფორმისა და მდებარეობის დასადგენად, თუ ცნობილია შესასწავლი საზღვრის ზემოთ მდებარე გარემოში ტალღის გავრცელების სიჩქარეები. ამ სიჩქარეების განსაზღვრის სიზუსტეზეა დამოკიდებული სეისმური ჭრილების აგების სიზუსტე.

თუ დამფარავი ფენა ერთგვაროვანია, მაშინ სიჩქარის განსაზღვრა იოლია პირდაპირი ტალღის ჰოდოგრაფის საშუალებით და მიღებული სიდიდე დამფარავი ფენის ყოველი წერტილისათვის უცვლელი იქნება, მაგრამ, თუ ამრეკლავ ან გარდამტეხი ფენის ზემოთ სხვადასხვა სიჩქარის მქონე რამდენიმე ფენაა განლაგებული, სარგებლობენ ე. წ. $\overline{V}$ საშუალო სიჩქარით, რომლის განსაზღვრა მოცემულია XVII თავში. თუ ცნობილია $\overline{V}$ სიდიდე, მაშინ შესაძლებელია ამრეკლავი და გარდამტეხი ზედაპირების აგება მრავალფენოვანი დამფარავი ფენის შემთხვევაშიც, როდესაც არ არის ცნობილი სიჩქარე ყოველი ცალკეული ფენისათვის.

არსებობს $\overline{V}$ გამოთვლის მრავალი ხერხი.

საშუალო სიჩქარის გამოთვლა სეისმოკაროტაჟის საშუალებით. თუ ჭაბურღილი სხვადასხვა სიღრმეზე სეისმომიმღებების ჩაშვების საშუალებას იძლევა, მაშინ შესაძლებელია სეისმოკაროტაჟის ჩატარება და $\overline{V}$-ს დიდი სიზუსტით განსაზღვრა.

121-ე ნახაზზე მოცემულია სეისმოკაროტაჟის ჩატარების სქემა. როდესაც სეისმომიმღები h_1 სიღრმეზე A_1 წერტილშია მოთავსებული და აფეთქება O_1 წერტილში ხდება, მაშინ ტალღის მიერ O_1A_1 მანძილის გავლა t_1 დროით განისაზღვრება. თუ გვეცოდინება t_1, შეიძლება $\overline{V}$-ს გათვლა ფორმულით

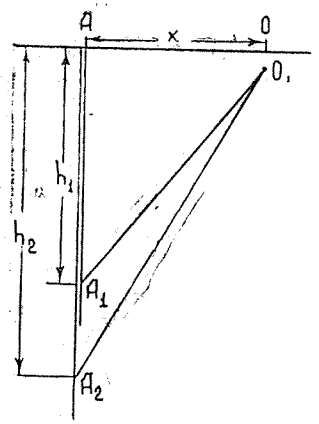
$$\overline{V}_1 = \frac{1}{t_1} \sqrt{h_1^2 + x^2}\,.$$

ანალოგიურად A_2 წერტილისათვის

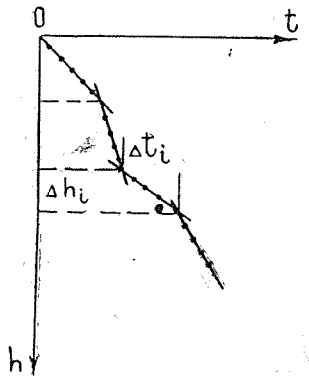
$$\overline{V}_2 = \frac{1}{t_2} \sqrt{h_2^2 + x^2}\,. \qquad \text{(XIX.9)}$$

ამ ფორმულიდან ვღებულობთ A_1A_2 მონაკვეთზე საშუალო სიჩქარის სიდიდეს

$$\overline{V} = \frac{A_2 - A_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta h}{\Delta t}. \qquad \text{(XIX.10)}$$



ნახ. 121. სეისმოკაროტაჟის ჩატარების სქემა



ნახ. 122. სეისმოკაროტაჟის ვერტიკალური ჰოდოგრაფი

შეიძლება აიგოს t დროის დამოკიდებულების მრუდი h სიღრმეზე (ნახ. 121). ჩვეულებრივ მას აგებენ მასშტაბში — ვერტიკალური 1 სმ—20—100 მ, ჰორიზონტალური 1 სმ—0,01—0,04 წმ.

ზოგიერთ რაიონში ვერტიკალურ ჰოდოგრაფზე წერტილების ერთობლიობა შეიძლება გასაშუალოვდეს ტეხილი ხაზებით (ნახ. 122). სიღრმეთა ინტერვალი, რომელიც შეესაბამება ყოველ წრფეს, ხასიათდება საშუალო სიჩქარის მუდმივი მნიშვნელობითა და შეიძლება მიეწეროს ერთგვაროვანი შრის სიმძლავრეს. ასეთ შრეში (პლასტში) V წარმოადგენს მის ე. წ. ფენობრივ სიჩქარეს და განისაზღვრება შესაბამისი წრფის საკუთხო კოეფიციენტით

$$\overline{V} = \frac{\Delta h_i}{\Delta t_i}, \qquad \text{(XIX.11)}$$

სადაც Δh_i სიღრმეთა სხვაობაა, ხოლო Δt_i—დროის ნაზრდი Δh_i მონაკვეთზე. სეისმოკაროტაჟული გაზომვების საშუალებით გამოთვლილი საშუალო სიჩქარეები ყველაზე ზუსტი და საიმედოა.

ეფექტური სიჩქარის გამოთვლა. არეკლილი და გარდატეხილი ტალღების ჰოდოგრაფების საშუალებით გამოთვლილ საშუალო სიჩქარეს ეფექტური სიჩქარე ($V_{ეფ}$) ეწოდება. ისინი მცირედ განსხვავდება საშუალო სიჩქარეებისაგან.

ეფექტური სიჩქარე გამოითვლება მხოლოდ ისეთი ჰოდოგრაფების საშუალებით, რომლებშიც უკვე შეტანილია შესწორება რელიეფზე, მცირე სიჩქარის ზონაზე და აფეთქების წერტილზე. ფაზაზე შესწორების შეტანა არაა სავალდებულო.

არეკლილი ტალღების მეთოდში არსებობს $V_{ეფ}$ გამოთვლის მრავალი ხერხი, გავეცნოთ ყველაზე გავრცელებულ ხერხებს.

ა) მუდმივი სხვაობის მეთოდი. ჩავწეროთ არეკლილი ტალღის ჰოდოგრაფის განტოლება ორი წერტილისათვის, რომლებიც, შესაბამისად, x და $x+m$ მანძილებით არის დაშორებული აფეთქების პუნქტიდან (ნახ. 123).

$$V^2 t_1^2 = 4h^2 + x^2 + 4hx \sin\varphi,$$

$$V^2 t_2^2 = 4h^2 + (x+m)^2 + 4h(x+m)\sin\varphi.$$

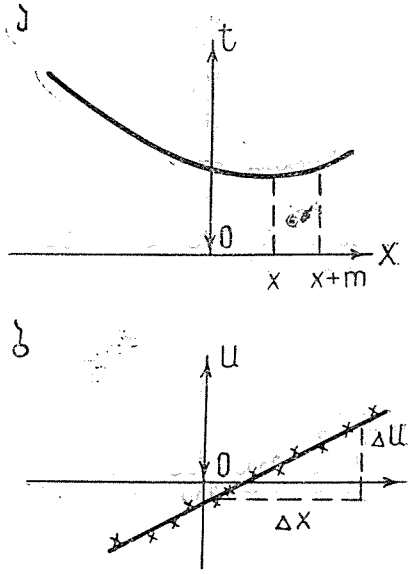
თუ ქვედა ტოლობას ზედას გამოვაკლებთ, მივიღებთ

$$V^2(t_2^2 - t_1^2) = 2xm + m^2 + 4mh\sin\varphi.$$

თუ $t_2^2 - t_1^2 = U$, მაშინ

$$V^2 U = 2mx + m^2 + 4mh \sin \varphi. \qquad \text{(XIX.12)}$$

ეს არის წრფის განტოლება (x, U კოორდინატთა სისტემაში. ამ წრფის საკუთხო კოეფიციენტი უდრის $\frac{\Delta U}{\Delta x} = \frac{2m}{V^2}$, საიდანაც ეფექტური სიჩქარის გამოსათვლელად მივიღებთ



ნახ. 123. ეფექტური სიჩქარის გამოთვლა მუდმივი სხვაობის მეთოდით

$$V_{\text{ეფ}} = \sqrt{2m \frac{\Delta x}{\Delta U}}. \qquad \text{(VIX.13)}$$

ჩვეულებრივად m-ს აქვს 250—400 მ მნიშვნელობა, ხოლო x წერტილები აიღება ყოველი 50—100 მ ინტერვალით და მათი შესაბამისი დროები შეიტანება ცხრილში. გამოითვლება U მნიშვნელობები, რომლებიც წერტილების სახით დააქვთ (x, U) კოორდინატთა სისტემაში. ამ წერტილებზე გაჰყავთ ყველაზე ალბათური წრფე და განსაზღვრავენ $\frac{\Delta x}{\Delta U}$ მნიშვნელობას. შემდეგ ეფექტური სიჩქარე გამოითვლება (XIX. 12) ფორმულით.

ბ) უ რ თ ი ე რ თ შ ე უ ღ ლ ე ბ უ ლ ი წ ე რ ტ ი ლ ე ბ ი ს მ ე თ ო დ ი. ამ მეთოდის გამოყენება შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ ამრეკლავი ზედაპირის დამფარავი ფენა ერთგვაროვანია, თვით ზედაპირი კი შეიძლება მრუდეც იყოს.

ამ მეთოდით ეფექტური სიჩქარე გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$V_{\text{ეფ}} = \frac{l}{T} \sqrt{\frac{2-C}{C-D}}, \qquad \text{(XIX.14)}$$

სადაც T არის დრო ორი შემხვედრი ჰოდოგრაფის შეუღლებულ წერტილებში; l — მანძილი აფეთქების პუნქტებს შორის.

$$C = \frac{l}{T}\left(\frac{1}{V_1^*} + \frac{1}{V_2^*}\right) \text{ და } D = 1\frac{l^2}{T^2}\frac{2}{V_1^* V_2^*},$$

V_1^* და V_2^* მოჩვენებითი სიჩქარეებია შეუღლებულ წერტილებში.

თუ ამრეკლავი საზღვრის დახრის კუთხე მცირეა, მაშინ $V_1^* = V_2^* = V^*$ და ფორმულა (XIX.13) ჩაიწერება ასე:

$$V_{\text{ეფ}} = \sqrt{\frac{l}{T} V^*}. \qquad \text{(XIX.15)}$$

გ) ე ფ ე ქ ტ უ რ ი ს ი ჩ ქ ა რ ი ს გ ა ნ ს ა ზ ღ ვ რ ა გ ა რ დ ა ტ ე ხ ი ლ ი ტ ა ლ ღ ე ბ ი ს ს ა წ ყ ი ს ი წ ე რ ტ ი ლ ი ს მ ი ხ ე დ ვ ი თ. გარდატეხილი ტალღების საწყისი წერტილის x_s და t_s კოორდინატები შემდეგნაირად განისაზღვრება: $\frac{x_s}{t_s} = \frac{V \sin i}{\cos \varphi}$ და თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ $\sin i = \frac{V}{V_b}$, სადაც V სიჩქარეა დამფარავ ფენაში, ხოლო V_b საზღვრითი სიჩქარე გარდამტეხ ფენაში, მაშინ

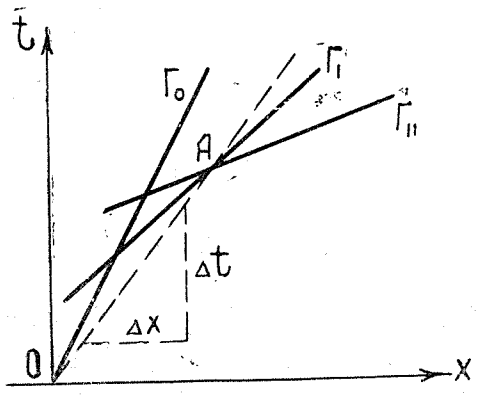
$$V_{\text{ეფ}} = \sqrt{\frac{x_s}{t_s} V_b \cos \varphi}. \qquad \text{(XIX.16)}$$

გარდამტეხი საზღვრის მცირე დახრის შემთხვევაში $\cos i \approx 1$ და ვღებულობთ

$$V_{эф} = \sqrt{\frac{x_в}{t_в} V_ц}. \qquad \text{(XIX.17)}$$

ამ მეთოდის გამოყენება შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ საკმაოდ სარწმუნოდაა განსაზღვრული საწყისი წერტილის მდებარეობა, წინააღმდეგ შემთხვევაში $V_{эф}$ განსაზღვრაში დაშვებული იქნება უხეში შეცდომა.

დ) ეფექტური სიჩქარის განსაზღვრა ჰოდოგრაფების გადაკვეთის წერტილის მიხედვით. ვთქვათ, აგებულია გარდატეხილი ტალღის ორი Γ_1 და Γ_2 და პირდაპირი ტალღის Γ_0 ჰოდოგრაფი (ნახ. 124) გარდამტეხ ჰორიზონტამდე,



ნახ. 124. ეფექტური სიჩქარის გამოთვლა გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფების გადაკვეთის წერტილის მიხედვით

რომელსაც შეესაბამება Γ_2 ჰოდოგრაფი. ეფექტური სიჩქარის განსაზღვრავად შემდეგნაირად იქცევიან: აფეთქების O პუნქტიდან გაატარებენ A წრფეს Γ_1 და Γ_2 ჰოდოგრაფების გადაკვეთის A წერტილამდე. ამ წრფის საკუთხო კოეფიციენტის განსაზღვრა გვაძლევს საშუალებას ეფექტური სიჩქარე გამოვთვალოთ ფორმულით

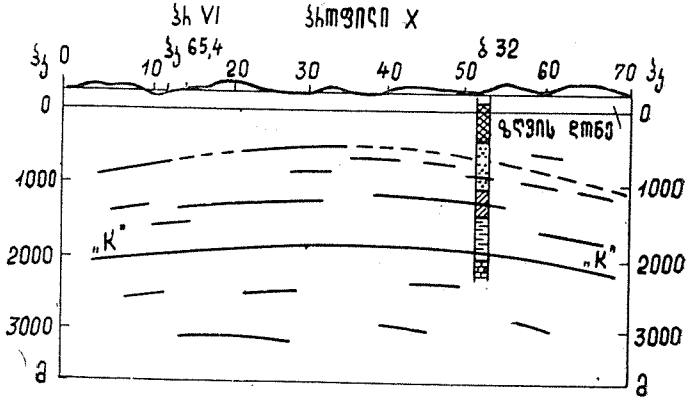
$$V_{эф} = \frac{V\Delta}{\Delta t}. \qquad \text{(XIX.18)}$$

ეს მეთოდი ნაკლებად ზუსტია, მაგრამ თავისი სიმარტივის გამო ფართოდ გამოიყენება.

§ 89. ამრეკლავი და გარდამტეხი ზედაპირების აგება საშუალო სიჩქარეების მეთოდით

საშუალო სიჩქარეების დეტალურად შესწავლის შემდეგ მოცემული პროფილის გასწვრივ ან მთლიანად რაიონისათვის, შეიძლება საკითხის დასმა ამრეკლავი და გარდამტეხი ზედაპირების ასაგებად და მათი გამოყენების შესახებ.

საშუალო სიჩქარეების მეთოდი ემყარება იმ დაშვებას, რომ გარემო ღრიობ და ასაგებ ზედაპირებს შორის ერთგვაროვანია, ე. ი.



ნახ. 125. სეისმური ჭრილის სტანდარტული ფორმა

ხასიათდება მუდმივი სიჩქარით. ამ მეთოდის ფართო გავრცელებას ხელი შეუწყო მისმა შედარებით მაღალმა სიზუსტემ და გამოთვლების სიადვილემ.

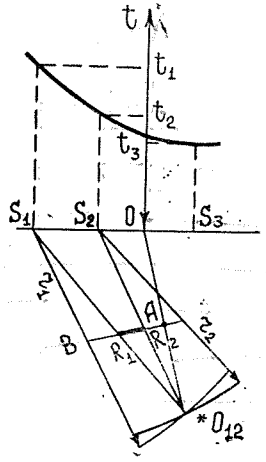
სეისმური ჭრილები, როგორც წესი, აიგება 1:10000, 1:20000 ან 1:25000 მასშტაბში. ამასთან ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მასშტაბები ერთნაირი უნდა იყოს.

ჭრილის აგება შეიძლება როგორც დაყვანის ხაზიდან, ასევე დღიური ზედაპირიდანაც. ყველა ჭრილი, მიუხედავად მათი აგების ხერხისა, ერთნაირად უნდა იყოს გაფორმებული. ჭრილზე აღინიშნება აფეთქების პიკეტები და სხვადასხვა პროფილთან გადაკვეთის წერტილები (ნახ. 125). თუ პროფილზე ან მის მახლობლობაში არის ჭაბურღილი, მისი მდებარეობაც უნდა იქნეს აღნიშნული ჭრილზე.

ამრეკლავი ზედაპირების აგება

ა) გ ა დ ა კ ვ ე თ ი ს მ ე თ ო დ ი. ამ მეთოდის გამოყენებისას იგულისხმება, რომ ამრეკლავი ზედაპირი ან ბრტყელია, ან შესაძლებელია მისი დაყოფა რამდენიმე ბრტყელ მონაკვეთად.

დავუშვათ, რომ აფეთქება მოხდა O წერტილში (ნახ. 126) და S_1 და S_2 წერტილებში არეკლილი ტალღის ჰოდოგრაფით განვსაზღვრეთ

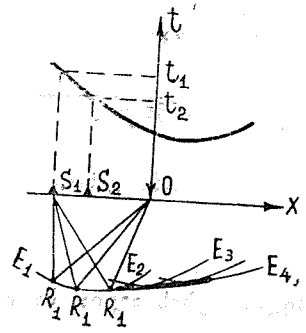


ნახ. 126. ამრეკლავი ზედაპირის აგება გადაკვეთის მეთოდით

ტალღის შემოსვლის t_1 და t_2 დროები. ამ მონაცემებით ავაგოთ ორი რკალი ცენტრებით S_1 და S_2 წერტილებში, შესაბამისად $z_1=Vt_1$ და $z_2=Vt_2$ რადიუსებით. ამ ორი რკალის გადაკვეთის O^*_{12} წერტილი განსაზღვრავს აფეთქების ვითომური პუნქტის მდებარეობას ამრეკლი საზღვრის აღნიშნული ნაწილისათვის. O და O^*_{12} წერტილები შევაერთოთ სწორი ხაზით და OO^*_{12} შუიდან აღვმართოთ AB პერპენდიკულარი. გავატაროთ O^*_{12} S_1 და $O^*_{12}S_2$ წრფეები. პერპენდიკულარის მონაკვეთი, რომელიც მოთავსებულია ამ წრფეებს შორის, წარმოადგენს საძიებო ამრეკლავი R_1R_2 ზედაპირის ნაწილს. ასეთივე წესით აიგება ამრეკლავი ზედაპირის მონაკვეთები წერტილების შემდეგი S_2, S_3; S_3, S_4 და ა. შ. წყვილებისათვის.

ბ) ე ლ ი ფ ს ე ბ ი ს მ ე თ ო დ ი. ეს მეთოდი საშუალებას იძლევა მივაღწიოთ დიდ სიზუსტეს მრუდე, განსაკუთრებით ამოზნექილი ამრეკლავი ზედაპირების აგების შემთხვევაში.

ვთქვათ, S_1 წერტილში აღინიშნება ტალღის შემოსვლის t_1 დრო. არეკლილი ტალღის სხივის სიგრძე $S=Vt_1$. ამასთან სხივი ორი OR_1 და R_1S_1 ნაკვთისაგან შედგება: $S=OR_1+R_1S_1$, სადაც R_1 არეკვლის წერტილია, ხოლო O — აფეთქების ადგილი (ნახ. 127). განვსაზღვროთ



ნახ. 127. ამრეკლავი ზედაპირის აგება ელიფსების მეთოდით

არეკვლის R_1 წერტილის შესაძლო მდებარეობის გეომეტრიული ადგილი.

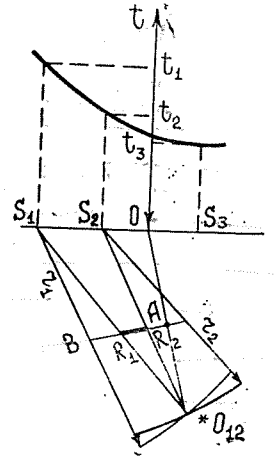
სეისმური ჭრილები, როგორც წესი, აიგება 1:10000, 1:20000 ან 1:25000 მასშტაბში. ამასთან ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მასშტაბები ერთნაირი უნდა იყოს.

ჭრილის აგება შეიძლება როგორც დაყვანის ხაზიდან, ასევე დღიური ზედაპირიდანაც. ყველა ჭრილი, მიუხედავად მათი აგების ხერხისა, ერთნაირად უნდა იყოს გაფორმებული. ჭრილზე აღინიშნება აფეთქების პიკეტები და სხვადასხვა პროფილთან გადაკვეთის წერტილები (ნახ. 125). თუ პროფილზე ან მის მახლობლობაში არის ჭაბურღილი, მისი მდებარეობაც უნდა იქნეს აღნიშნული ჭრილზე.

ამრეკლავი ზედაპირების აგება

ა) გ ა დ ა კ ვ ე თ ი ს მ ე თ ო დ ი. ამ მეთოდის გამოყენებისას იგულისხმება, რომ ამრეკლავი ზედაპირი ან ბრტყელია, ან შესაძლებელია მისი დაყოფა რამდენიმე ბრტყელ მონაკვეთად.

დავუშვათ, რომ აფეთქება მოხდა O წერტილში (ნახ. 126) და S_1 და S_2 წერტილებში არეკლილი ტალღის ჰოდოგრაფით განვსაზღვრეთ



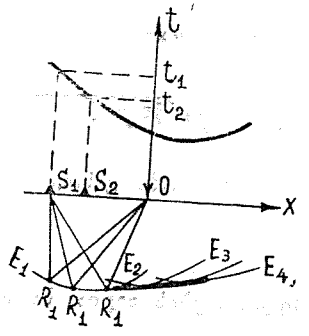
ნახ. 126. ამრეკლავი ზედაპირის აგება გადაკვეთის მეთოდით

ტალღის შემოსვლის t_1 და t_2 დროები. ამ მონაცემებით ავაგოთ ორი რკალი ცენტრებით S_1 და S_2 წერტილებში, შესაბამისად $z_1=Vt_1$ და

$z_2=Vt_2$ რადიუსებით. ამ ორი რკალის გადაკვეთის O^*_{12} წერტილი განსაზღვრავს აფეთქების ვითომური პუნქტის მდებარეობას ამრეკლი საზღვრის აღნიშნული ნაწილისათვის. O და O^*_{12} წერტილები შევაერთოთ სწორი ხაზით და OO^*_{12} შუიდან აღვმართოთ AB პერპენდიკულარი. გავატაროთ O^*_{12} S_1 და $O^*_{12}S_2$ წრფეები. პერპენდიკულარის მონაკვეთი, რომელიც მოთავსებულია ამ წრფეებს შორის, წარმოადგენს საძიებო ამრეკლავი R_1R_2 ზედაპირის ნაწილს. ასეთივე წესით აიგება ამრეკლავი ზედაპირის მონაკვეთები წერტილების შემდეგი S_2, S_3; S_3, S_4 და ა. შ. წყვილებისათვის.

ბ) ე ლ ი ფ ს ე ბ ი ს მ ე თ ო დ ი. ეს მეთოდი საშუალებას იძლევა მივაღწიოთ დიდ სიზუსტეს მრუდე, განსაკუთრებით ამოზნექილი ამრეკლავი ზედაპირების აგების შემთხვევაში.

ვთქვათ, S_1 წერტილში აღინიშნება ტალღის შემოსვლის t_1 დრო. არეკლილი ტალღის სხივის სიგრძე $S=Vt_1$. ამასთან სხივი ორი OR_1 და R_1S_1 ნაკვთისაგან შედგება: $S=OR_1+R_1S_1$, სადაც R_1 არეკვლის წერტილია, ხოლო O — აფეთქების ადგილი (ნახ. 127). განვსაზღვროთ



ნახ. 127. ამრეკლავი ზედაპირის აგება ელიფსების მეთოდით

არეკვლის R_1 წერტილის შესაძლო მდებარეობის გეომეტრიული ადგილი.

ზემოთ ჩაწერილი პირობიდან გამომდინარეობს, რომ R_1 წერტილიდან O და S წერტილებამდე მანძილების ჯამი მუდმივი სიდიდეა. მაშასადამე, R_1 ისეთ ელიფსზეა განლაგებული, რომლის ფოკუსებია O და S, ელიფსის დიდი ღერძის სიგრძე $S_1=\bar{V}t$ და, მაშასადამე, R_1 სადღაც ასეთ ელიფსზე ძევს. რომ განვსაზღვროთ ზუსტად მისი ადგილმდებარეობა, იგივე აგება ჩავატაროთ S_2, S_3... წერტილებისათვის, რომლებსაც t_2, t_3,... დროები შეესაბამება. მივიღებთ ელიფსების ოჯახს. თუ გავატარებთ მომვლებს, რომლებიც ყველა აგებულ ელიფსს ეხება, განვსაზღვრავთ ამრეკლავ ზედაპირს. მომვლები ორივე მხრიდან შემოსაზღვრულია ბოლო ელიფსების გადაკვეთის წერტილებით.

პრაქტიკულად ელიფსებს აგებენ შემდეგნაირად: ძაფის ერთ ბოლოს ქინძისთავით ამაგრებენ O წერტილში (აფეთქების პუნქტი). გადაზომავენ $\bar{V}t$ სიგრძის მონაკვეთს და მის მეორე ბოლოს S_1 წერტილში ამაგრებენ. შემდეგ კი ძაფს ჭიმავენ ფანქრით და მას ისე ამოძრავებენ, რომ ის სულ დაჭიმული იყოს. შემოხაზული მრუდი იქნება საძიებო ელიფსი. შემდეგი წერტილები აიღება 100—250 მ დაშორებით და ძაფით იგივე ოპერაცია ჩატარდება.

გ) წ რ ე ხ ა ზ ე ბ ი ს მ ე თ ო დ ი. თუ ამრეკლავი ზედაპირის ჩაწოლის სიღრმე აფეთქებისა და რეგისტრაციის პუნქტებს შორის მანძილზე ბევრად დიდია, მაშინ შესაძლებელია ყოველი ელიფსის O და $S(x)$ ფოკუსებით და დიდი ღერძის სიგრძით აიგოს წრეები, რომელთა ცენტრი O და S წერტილებს შორის იქნება მოთავსებული. ამ წრის რადიუსი გამოითვლება ფორმულით

$$r=\frac{1}{2}\sqrt{\bar{V}^2t^2-x^2},$$

ამრეკლავი ზედაპირის მდებარეობა განისაზღვრება წრეხაზების მომვლებით.

გარდამტეხი ზედაპირების აგება. საზღვრითი სიჩქარე

გარდატეხილი ტალღების ჰოდოგრაფების ინტერპრეტაცია უფრო ძნელია, ვიდრე არეკლილი ტალღების ჰოდოგრაფებისა. თუ ცნობილია მხოლოდ საშუალო სიჩქარე, გარდატეხილი ტალღების ცალკეული ჰოდოგრაფების ცალსახა ინტერპრეტაცია შეუძლებელია. ამიტომ გარდატეხილ ტალღათა მეთოდში, როგორც წესი, იყენებენ ჰოდოგრაფთა

სისტემებს — შემხვედრ ჰოდოგრაფებს, რომლებიც შეუღლებულ წერტილებშია ურთიერთმიბმული ან ჰოდოგრაფთა დამწევ სისტემებს.

გარდატეხილ ტალღათა მეთოდშიც ჭრილის ასაგებად იგივე პირობების დაცვაა საჭირო, როგორც არეკლილ ტალღათა შემთხვევაში. ერთადერთი განსხვავება ისაა, რომ ჭრილში ყოველი გარდამტეხი ზედაპირისათვის მითითებული უნდა იყოს საზღვრითი სიჩქარის სიდიდე.

არსებობს რამდენიმე მეთოდი გარდამტეხი ზედაპირის გამოსათვლელად და ასაგებად. განვიხილოთ ერთ-ერთი ყველაზე გავრცელებული მეთოდი.

ა) t_0, ა ნ უ ს ა შ უ ა ლ ო ა რ ი თ მ ე ტ ი კ უ ლ ე ბ ი ს მ ე თ ო დ ი. ს ხ ვ ა ო ბ ი თ ი ჰ ო დ ო გ რ ა ფ ი. ამ მეთოდით განისაზღვრება მრუდხაზოვანი ფორმის გარდამტეხი ზედაპირების მდებარეობა. იგი ემყარება შემდეგ ძირითად დაშვებებს: 1) ტალღა გარდამტეხ ფენაში სრიალებს საზღვრის გასწვრივ, ე. ი. ადგილი არა აქვს შეღწევადობის ეფექტს; 2) გარდამტეხი საზღვრის სიმრუდის რადიუსი ბევრად მეტია მისი ჩაწოლის სიღრმეზე; 3) საზღვრითი სიჩქარე პროფილის გასწვრივ არ განიცდის მკვეთრ ცვალებადობას.

ამჟამად ფართოდ გამოიყენება ამ მეთოდის ერთ-ერთი ვარიანტი, ე. წ. t_0 მეთოდი, რომელიც შემდეგში მდგომარეობს: გვაქვს ორი მრუდხაზოვანი შემხვედრი Γ და Γ' ჰოდოგრაფი (ნახ. 128), რომლებიც დაკავშირებულია ურთიერთშეუღლებულ O და O' წერტილებით და წარმოადგენს R საზღვარზე გარდატეხილ ტალღათა ჰოდოგრაფებს.

T არის დრო შეუღლებულ წერტილებში. განვიხილოთ პროფილზე ნებისმიერი S წერტილი, რომელშიც Γ და Γ' შემხვედრი ჰოდოგრაფების მიხედვით შესაბამისად აღინიშნება t და t' დროები. გარდატეხილი ტალღების $OABS$ და $O'EDS$ სხივები აფეთქების ორივე პუნქტიდან გამოდის. მაშინ ამ სხივების გასწვრივ გარბენის t და t' დროები ტოლია

$$t=t_{OAB}+t_{BS}\quad t'=t_{O'ED}+t_{DS},$$

ხოლო

$$T=t_{OAB}+t_{BD}+t_{O'ED}.$$

ამ გამოსახულებებიდან მიიღება

$$t+t'-T=t_{BS}+t_{DS}-t_{BD}.$$

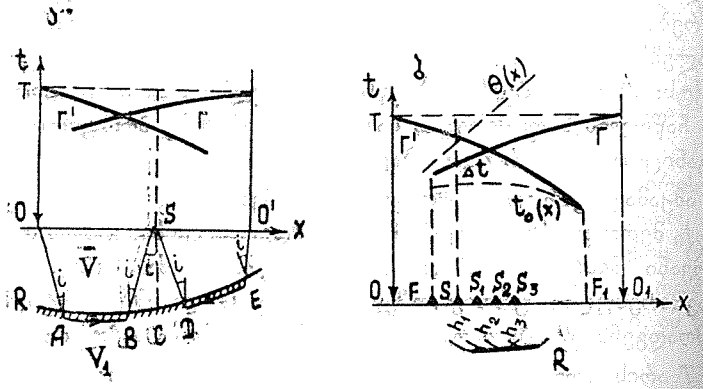
S წერტილიდან K საზღვარზე დავუშვათ $SC=h$ პერპენდიკულარი.

თუ გარდამტეხი საზღვარი BD მონაკვეთზე შეიძლება ბრტყლად ჩაითვალოს, მაშინ $LSBC = LSDC = i$, საიდანაც

$$t_{BS} = t_{DS} = \frac{h}{\bar{V}\cos i};\quad t_{BD} = 2t_{BC} = \frac{2h\,\mathrm{tg}\,i}{V_b} = \frac{2h\sin^2 i}{\bar{V}\cos i};$$

$$t + t' - T = \frac{2h}{\bar{V}\cos i}\,|1 - \sin^2 i| = \frac{2h\cos i}{\bar{V}}.$$

თუ მიღებულ გამოსახულებას შევადარებთ (XVII. 12) განტოლებას, შეგვიძლია დავწეროთ



ნახ. 128. ა—მრუდხაზოვანი გარდამტეხი ზედაპირის აგება t_0 მეთოდით, ბ—სხვაობითი ჰოდოგრაფით საზღვრითი სიჩქარის განსაზღვრა

$$t + t' - T = t_0, \qquad \text{(XIX.19)}$$

ე. ი. თუ პროფილის ნებისმიერ მონაკვეთზე გვაქვს ურთიერთდაკავშირებული ორი შემხვედრი ჰოდოგრაფი, მაშინ ამ მონაკვეთის ნებისმიერ S წერტილში შესაძლებელია t_0 სიდიდის განსაზღვრა. გარდამტეხ საზღვრამდე სიღრმე გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$h = \frac{\bar{V}t_0}{2\cos i} = K[t + t' - T], \qquad \text{(XIX.20)}$$

სადაც

$$K = \frac{\bar{V}}{2\cos i} = \frac{\frac{1}{2}}{\sqrt{\frac{1}{\bar{V}^2} - \frac{1}{V^2}}}.$$

აღნიშნული ფორმულით რომ ვისარგებლოთ, საჭიროა წინასწარ განვსაზღვროთ K კოეფიციენტი, ე. ი. უნდა ვიცოდეთ დამფარავ ფენაში $\bar{V}$ საშუალო სიჩქარე და V_b საზღვრით სიჩქარე. ჩავთვალოთ, რომ ვიცით K კოეფიციენტის სიდიდე და განვიხილოთ გარდამტეხი საზღვრის აგების მეთოდი.

ვთქვათ, Γ და Γ' შემხვედრი ჰოდოგრაფები აღინიშნება FF_1 უბანზე (ნახ. 128, ბ). ამ უბანზე ავაგოთ $t_0(x)$ მრუდი. ამისათვის (XIX. 20) გამოსახულება შემდეგნაირად წარმოვადგინოთ:

$$t_0 = t - (T - t').$$

128, ბ ნახაზზე ნებისმიერი S წერტილისათვის ფარგლის საშუალებით გავზომოთ სხვაობა $\Delta t = T - t'$ და გადავზომოთ ის ჰოდოგრაფს ქვემოთ. თუ ასეთ აგებებს პროფილის რამდენიმე წერტილში ჩავატარებთ, მივიღებთ $t_0(x)$ მრუდს. დგომის ყოველ წერტილში h სიღრმე (XIX. 19) ფორმულით განისაზღვრება. გამოთვლების დასაჩქარებლად აგებენ სპეციალურ ნომოგრამებს.

რადგან h სიდიდე სიღრმეა ნორმალის გასწვრივ, გარდატეხილი ზედაპირის ასაგებად შემდეგნაირად იქცევიან. დგომის S_1, S_2,... წერტილებიდან, რომლებშიც h_1, h_2,... სიღრმეებია განსაზღვრული, შემოხაზავენ ამ სიღრმეების ტოლი რადიუსის წრეხაზებს. წრეხაზების ოჯახის მომვლები გვაძლევს R გარდამტეხი საზღვრის მდებარეობას.

K კოეფიციენტის გამოსათვლელად საჭიროა საზღვრითი სიჩქარის განსაზღვრა. ამისათვის გამოიყენება ეგრეთწოდებული სხვაობითი $\Theta(x)$, ჰოდოგრაფი, რომელიც გამოიხატება შემდეგი ფორმულით:

$$\Theta = t' - t' + T. \qquad \text{(XIX.21)}$$

სხვაობითი ჰოდოგრაფის საკუთხო კოეფიციენტი

$$\frac{\Delta\Theta}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} - \frac{\Delta t'}{\Delta x} = \frac{2\cos\varphi}{V_b}, \qquad \text{(XIX.22)}$$

ამ გამოსახულებით შეიძლება $V_ს$ მხოლოდ მიახლოებითი გამოთვლა ბრტყელი საზღვრისათვის. თუ ზედაპირის სიმრუდე დიდი არაა, მაშინ შეიძლება მისი გამოყენება.

საზოგადოდ, საზღვრითი სიჩქარის გამოსათვლელად გამოიყენება შემდეგი ფორმულა:

$$V_ს = 2\frac{\Delta x}{\Delta\Theta}, \qquad \text{(XIX.23)}$$

რომელიც მიიღება (XIX.22) ფორმულიდან, როდესაც $\varphi = 0$. (XIX.23) ფორმულა შეიძლება გამოყენებულ იქნეს საზღვრითი სიჩქარის გამოსათვლელად, თუ საზღვრის დახრის კუთხე არ აღემატება 15—20°.

თუ საზღვრითი სიჩქარე პროფილის გასწვრივ თანდათანობით იცვლება, მაშინ სხვაობით ჰოდოგრაფს მრუდხაზოვანი ფორმა ექნება. ამ შემთხვევაში $V_ს$ განისაზღვრება (XIX.23) ფორმულით, მაგრამ Δx და $\Delta\Theta$ სიდიდეები უნდა განისაზღვროს მხების მიხედვით, რომლებიც გატარებულია სხვაობითი ჰოდოგრაფის იმ წერტილში, რომლისთვისაც განისაზღვრება საზღვრითი სიჩქარე.

პრაქტიკულად $\Theta(x)$ სხვაობითი ჰოდოგრაფის აგება შემდეგნაირად ხდება: ნებისმიერ S წერტილში (ნახ. 128, ბ) განსაზღვრულ $\Delta t = T - t'$ სხვაობას Γ ჰოდოგრაფიდან ზევით გადაზომავენ რეგისტრაციის რიგი წერტილებისათვის. ასეთი აგების შედეგად ღებულობენ $\Theta(x)$ სხვაობით ჰოდოგრაფს. აგებიდან ჩანს, რომ Γ ჰოდოგრაფი წარმოადგენს შუა ხაზს $t_0(x)$ და $\Theta(x)$ ხაზებს შორის, ე. ი.

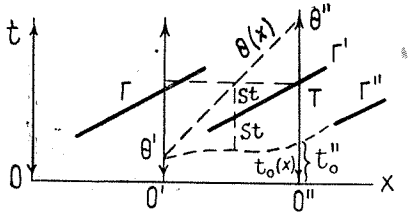
$$t = \frac{t_ს + \Theta}{2}.$$

$t_ს$ მეთოდი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს გარდამტეხი საზღვრის ასაგებად დამწევი ჰოდოგრაფების სისტემის გამოყენებითაც. ვთქვათ, მოცემულია დამწევი Γ, Γ', Γ'' ჰოდოგრაფები, რომლებიც შესაბამისად O, O', O''. აფეთქების პუნქტებიდანაა მიღებული (ნახ. 129). დამწევი ჰოდოგრაფის გამოყენებით გავაგრძელოთ Γ' და Γ'' შესაბამისი აფეთქების O' და O'' პუნქტებამდე (პუნქტირი) და განვსაზღვროთ t_0' და t_0''. ვთქვათ, O'' წერტილში Γ' ჰოდოგრაფის საშუალებით განსაზღვრული დრო T-ს უდრის. ნათელია, რომ თუ $O'O''$ მონაკვეთზე შებრუნებული ჰოდოგრაფი იქნებოდა O'' პუნქტიდან მიღებული, მაშინ O'' წერტილში ამ ჰოდოგრაფით ათვლილი დრო t_0''-ის ტოლი გახდებოდა, ხოლო O' წერტილში — T-ს ტოლი, ვინაიდან O' და O'' წერტილები

ურთიერთშეუღლებულია. თუ ვიცით დროები O' და O'' წერტილებში, შემხვედრი ჰოდოგრაფების საშუალებით, ამ წერტილებში (IV.33) ფორმულის გამოყენებით გამოვთვლით სხვაობითი ჰოდოგრაფების O' და O'' მნიშვნელობებს

$$\Theta' = t_0' \text{ და } \Theta'' = 2T - t_0''.$$

დავუშვათ, რომ საზღვრითი სიჩქარე პროფილის $O'O''$ მონაკვეთზე უცვლელია და, მაშასადამე, სხვაობითი ჰოდოგრაფი წარმოადგენს



ნახ. 129. t_0 მეთოდის გამოყენება დამწევი ჰოდოგრაფის შემთხვევაში

წრფეს, რომელიც O' და O'' წერტილებზე გადის, მაშინ ამ წრფის მიხედვით შეიძლება (IV.35) ფორმულის საშუალებით განვსაზღვროთ საზღვრითი სიჩქარე.

თუ ცნობილია $\Theta(x)$ სხვაობითი ჰოდოგრაფისა და Γ' ჰოდოგრაფის მდებარეობა, მაშინ შეიძლება $t_0(x)$ მრუდის აგება. ზემოთ აღვნიშნეთ, რომ ჰოდოგრაფი წარმოადგენს შუა ხაზს $t_0(x)$ და $\Theta(x)$ მრუდებს შორის, ამიტომ რეგისტრაციის რემდენიმე წერტილში სხვაობით $\Theta(x)$ ჰოდოგრაფსა და Γ' ჰოდოგრაფს შორის გაზომილი δt სხვაობა უნდა გადავზომოთ Γ' ზემოთ და მივიღებთ $t_0(x)$ მრუდს. ცნობილი $t_0(x)$ მრუდის მიხედვით გარდამტეხი ზედაპირის აგება უკვე ვიხილეთ. დამწევ ჰოდოგრაფთა სისტემით გარდამტეხი ზედაპირის აგება ნაკლებად ზუსტია, ვიდრე შემხვედრი ჰოდოგრაფებით. ამის მიზეზებია: 1) დაშვება, რომ საზღვრითი სიჩქარე აფეთქების ყოველ ინტერვალში მუდმივია მაშინ, როდესაც სინამდვილეში ის შეიძლება იცვლებოდეს; 2) არ ვართ დარწმუნებული, რომ დამწევი ჰოდოგრაფები ერთი და იმავე ფაზებითაა აგებული, რადგან არა გვაქვს გარდატეხების კორელაციური მიბმა.

საველე სეისმური მასალების ანალიზის დასკვნითი ეტაპია მათი გეოლოგიური ინტერპრეტაცია, ე. ი. სეისმოგეოლოგიური ჭრილებისა და სტრუქტურული რუკების აგება, სეისმური საზღვრების გეოლოგიური მიბმა, რღვევების უბნებისა და სხვადასხვაგვარი აშლილობების გამოვლენა, დასასრულ, სეისმურ აგებათა სიზუსტის შეფასება. სეისმოძიების მასალების დამუშავებისას აუცილებელია სხვა გეოლოგიური და გეოფიზიკური გამოკვლევებისა და ბურღვით მიღებული შედეგების გამოყენება და მათი დეტალური ანალიზი, რადგან სეისმური ჭრილებისა და რუკების შედგენისას ზემოაღწერილი მეთოდების ფორმალური გამოყენების დროს შესაძლოა დაშვებულ იქნეს შეცდომები.

ასეთი ანალიზი გულისხმობს იმ უბნების განსაკუთრებულ განხილვას, სადაც არის ტალღათა კორელაციის დარღვევა, სინფაზურობის ღერძების ფორმის დამახინჯებანი, სხვადასხვა ტიპის ტალღების ზედდება და სხვ. მეორე საყურადღებო გარემოება, რომლის გათვალისწინება აუცილებელია ჭრილების საბოლოო შედგენისას, დაკავშირებულია რეგულარული ხელშემშლელი პირობების არსებობასთან, როგორიცაა სხვადასხვა ტიპის მრავალჯერადი ტალღები, გაცვლითი ტალღები და სხვ. ამიტომ საჭიროა მათი გამოვლენა მასალების დამუშავების ყველა ეტაპზე, მრავალჯერადი და სხვა ხელშემშლელი ტალღების ჰოდოგრაფებით მცდარი ზედაპირების აგების თავიდან აცილების მიზნით. ხშირად ასეთი მცდარი ზედაპირების გამოვლენა შესაძლებელი ხდება მხოლოდ სეისმური ჭრილების შედგენისა და მათი სპეციალური ანალიზის შემდეგ.

სეისმური ჭრილის ანალიზი სეისმოძიების მასალების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის აუცილებელი ეტაპია.

დიდი მნიშვნელობა აქვს სეისმურ და ლითოლოგიურ საზღვრებს შორის კავშირის დადგენას. უპირველეს ყოვლისა, სეისმურ ჭრილებზე უნდა დადგინდეს საყრდენი სეისმური ჰორიზონტები (საზღვრები), რომლებიც აღინიშნება ძიების მთელ ფართობზე ან მის უმეტეს ნაწილზე. მათ აღნიშნავენ უფრო მსხვილი ხაზებით. ჭაბურღილის მონაცემების გამოყენებით შეიძლება ამ საყრდენი ჰორიზონტის ლითოლოგიური შედგენილობის დადგენა. ამავე მიზნებისათვის შეიძლება საყრდენი ჰორიზონტის დღიურ ზედაპირზე გამოსვლის უბნების გამოყენება. საყრდენი ჰორიზონტის მდებარეობის დადგენა მიახლოებით შესაძლებელია გეოლოგიური მასალების რეგიონული განზოგადების

საფუძველზე შედგენილი სვეტის შედარებით საშუალო და საზღვრითი სიჩქარეების მონაცემებთან. საყრდენი ჰორიზონტებისათვის შემოაქვთ პირობითი აღნიშვნები.

აუცილებელია სხვადასხვა პროფილზე მიღებული ჭრილების შედარება და მიბმა. პროფილების გადაკვეთის წერტილებში ერთი და იმავე ჰორიზონტამდე ექო სიღრმეები უნდა თანხვდებოდეს. მათ შორის განსხვავება შეიძლება გამოწვეული იყოს ტალღების კორელაციაში დაშვებული შეცდომებით (სხვა ფაზაზე გადასვლა), შესწორების შეტანისა და ჭრილების ასაგებად გათვლილი სიჩქარეების უზუსტობით. თუ განსხვავება 5—10 მეტრზე მეტია, მაშინ საჭიროა მასალების გადასინჯვა და მიზეზის დადგენა.

რთულ სეისმოგეოლოგიურ პირობებში, როდესაც შეუძლებელია საყრდენი ჰორიზონტების გამოყოფა, ჭრილზე დააქვთ მხოლოდ სხვადასხვა სიგრძის ამრეკლი ზედაპირები (ფართები), რომელთა საშუალებით შესაძლებელია მხოლოდ პირობითი სეისმური ჰორიზონტის აგება. პრაქტიკულად იგი წრფეა, რომელიც მიახლოებით პარალელურია მასთან ახლო მდებარე სეისმური საზღვრისა. ასეთი ჰორიზონტები შეიძლება აიგოს მხოლოდ იმ უბნებზე, სადაც ცალკეული სეისმური საზღვრები დაახლოებით თანხმობითაა განლაგებული, ამასთან ის არ უნდა გადიოდეს ამ უბნის ფარგლებს გარეთ. ზოგიერთ ადგილებში შესაძლოა პირობითი ჰორიზონტებისა და სეისმური საზღვრების თანხვდენა.

რღვევები და სხვა აშლილობები შეიძლება დადგინდეს როგორც პირდაპირი, ასევე ირიბი ნიშნებით, რომლებიც ექსპერიმენტულად მიღებულ ტალღურ ველში გამოვლინდება. პირდაპირ ნიშნებს მიეკუთვნება საყრდენი ამრეკლავი ზედაპირების მკვეთრი ვერტიკალური გადაადგილება, არეკვლები რღვევის სიბრტყეებიდან. ირიბი ნიშნებია ტალღური ველის ლოკალური თავისებურებანი: რეგისტრირებული ტალღების სიხშირისა და ამპლიტუდების ცვლილება, წყვეტები საყრდენ საზღვრებში, დიფრაგირებული არეკლილი ტალღების გამოჩენა, ეფექტური და საზღვრითი სიჩქარეების ცვალებადობა.

თუ ჭრილში ერთდროულად არის ამრეკლავი და გარდამტეხი საზღვრები, საჭიროა მათი ურთიერთდაკავშირება საერთო უბნებზე. საყრდენი ან პირობითი ჰორიზონტების დატანა ჭრილზე შეიძლება არეკლილი და გარდატეხილი ტალღების მონაცემების ერთობლივი გამოყენებით. ამრეკლავი და გარდამტეხი საზღვრების სარწმუნო გაიგივება შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ არეკლილი და გარდატეხილი ტალღების ჰოდოგრაფები ურთიერთდაკავშირებულია.

გარკვეულ ფართობზე ჩატარებულ სეისმოსაძიებო სამუშაოთა საბოლოო შედეგებს ჩვეულებრივ წარმოადგენენ სტრუქტურული რუკების სახით, რომლებზედაც ტოლი სიღრმეების იზოხაზებით გამოსახულია საყრდენი სეისმური ჰორიზონტის ზედაპირის ფორმა. ვინაიდან პირობითი ჰორიზონტი საყრდენ ჰორიზონტთან შედარებით ხასიათდება აგების უფრო დაბალი სიზუსტით, ამიტომ მათ საფუძველზე შედგენილ რუკებს სტრუქტურულ სქემებს უწოდებენ. ამ რუკებსა და სქემებზე დააქვთ კვლევის რაიონში გამოვლენილი ყველა რღვევა და სხვა აშლილობანი.

თავი XX

ძიების სეისმური მეთოდების სახეები და მათი გამოყენება გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად

სეისმოძიება გამოიყენება სხვადასხვა გეოლოგიური ამოცანების გადასაჭრელად და ტარდება დედამიწის ზედაპირზე (სახმელეთო), ოკეანეების, ზღვებისა და ტბების ზედაპირზე (აკვალური), სამთო გამონამუშევრებსა (მიწისქვეშა) და ჭაბურღილებში.

იმისდა მიხედვით, თუ რა გეოლოგიური ამოცანაა გადასაწყვეტი და როგორი დეტალობით, სეისმოძიება იყოფა შემდეგ სახეებად: სიღრმული სეისმური ზონდირება, რეგიონული საძიებო და დეტალური სეისმოძიება.

სიღრმული სეისმური ზონდირება (სსზ) გამოიყენება დედამიწის ქერქის მთლიანად და მის ქვეშ მდებარე მანტიის ფენების შესასწავლად დაახლოებით 100 კილომეტრის სიღრმემდე. რხევების აღძვრის წყაროებად გამოიყენება მძლავრი აფეთქებები, მათ შორის საწარმოო აფეთქებებიც. სსზ ტარდება არეკლილი და გარდატეხილი (რეფრაგირებული) ტალღების მეთოდებით წერტილოვანი ზონდირებების ან არასრული კორელაციური სისტემების გამოყენებით. ტალღების რეგისტრაცია ხდება სპეციალური სეისმომიმღებებით 0,5—8 ჰც-მდე სიხშირის ფარგლებში. დგომის წერტილების დაშორება აფეთქების წყარომდე 300—400 კმ აღწევს, ხოლო პროფილის სიგრძე ხშირად 1000 კმ-ზე მეტია.

რეგიონული სეისმოძიება გამოიყენება დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილის აგებულების მთავარი (ძირითადი) დამახასიათებელი თავისებურებების გამოსაკვლევად, პლიკატური სტრუქტურებისა და რღვევების აღმოსაჩენად და შესასწავლად; ამავე დროს სხვა გეოფიზიკური მეთოდების (გრავიძიება, მაგნიტოძიება, ელექტროძიება, დისტანციური კოსმოსური გადაღებები), მასალების კომპლექსური გეოლოგიური ინტერპრეტაციისათვის აუცილებელი მონაცემების მისაღებად. ამ შემთხვევაში ჩაწვდომის სიღრმე 4—15 კმ და მეტი რიგისაა. რეგისტრაცია წარმოებს გრძელ (ზოგჯერ ასეულ კმ) პროფილებზე. დგომები პროფილის გასწვრივ, როგორც წესი, უწყვეტია ან ტარდება ისეთ ინტერვალებში, რომელთა შორის მანძილი არ აღემატება შესასწავლილი ობიექტის სიგანის ნახევარს. ექსპერიმენტის ჩატარებისათვის გამოიყენება აფეთქებები, იშვიათად დარტყმითი წყაროები, ზოგჯერ კი მიწისძვრების მიერ აღძრული რხევებიც. ძირითადად აფიქსირებენ გრძივ გარდატეხილ და არეკლილ ტალღებს 6—20 ჰც დიაპაზონში. აფეთქების წყაროდან დაშორება 30—50 კმ-ია.

საძიებო სეისმური სამუშაოები ტარდება სხვადასხვა სასარგებლო წიაღისეულის, ძირითადად, ნავთობისა და გაზის ლოკალიზაციისათვის ხელსაყრელი სტრუქტურების აღმოსაჩენად. რეგისტრაცია ტარდება პროფილების ისეთი სისტემით, როდესაც მათ შორის მანძილები არ აღემატება საძიებელი სტრუქტურების სიგანის ნახევარს. პროფილების ურთიერთდაკავშირების მიზნით მათ კვეთენ ერთი ან ორი ე. წ. შემაკავშირებელი პროფილით. სამუშაო მეთოდიკის არეკლილი ან გარდატეხილი ტალღების მეთოდის ან მათი ერთობლივად გამოყენების არჩევის აუცილებლობა განისაზღვრება შესასწავლი სიღრმეებითა და მოსალოდნელი სეისმოგეოლოგიური ჭრილის თავისებურებებით. ძირითადად გამოიყენება გრძივი ტალღები, რომელთა რეგისტრაცია 15—100 ჰც სიხშირეების დიაპაზონში წარმოებს. სამუშაოთა შედეგია სეისმური ჭრილები პროფილების მიხედვით ან სტრუქტურული სქემები და რუკები 1:100000—1:200000 მასშტაბში.

დეტალური სეისმოსაძიებო სამუშაოები ტარდება უკვე გამოვლენილი ლოკალური სტრუქტურების ან გეოლოგიური აგებულების თავისებურებების შესწავლის მიზნით. წაგრძელებულ სტრუქტურებზე ძირითად პროფილებს განალაგებენ მათი მიმართების ჯვარედინად ერთიმეორისაგან 0,5—4,0 კმ დაშორებით. იზომეტრიული სტრუქტურების შესწავლისათვის დასაშვებია რადიალური პროფილებიც. ნებისმიერი ქსელის შემთხვევაში ჭრილების აგების სისწორის კონტროლისათვის აუცილებლად ტარდება სამუშაოები შემაკავშირებელ პროფილებზე.

შესასწავლი ობიექტების შედარებით დიდ სიღრმეებზე განლაგებისას გამოიყენება არეკლილ ტალღათა მეთოდის „საერთო სიღრმული

წერტილის“ მოდიფიკაცია. გარდატეხილ ტალღათა მეთოდი გამოიყენება იმ შემთხვევაში, როდესაც შესასწავლი სტრუქტურების ჩაწოლის სიღრმე 200 მეტრს არ აღემატება.

დეტალური სეისმოსაძიებო სამუშაოთა შედეგები წარმოდგება 1:25000—1:50000 მასშტაბის სტრუქტურული რუკებისა და სქემების სახით. რთული სეისმურგეოლოგიური პირობების შემთხვევაში დასაშვებია მხოლოდ სეისმური ჭრილების აგება.

სეისმური სამუშაოები, რომლებიც მადნეული საბადოების ძიების მიზნით ტარდება, ცნობილია მადნეული სეისმოძიების სახელწოდებით. მისი მიზანია როგორც რაიონის გეოლოგიური აგებულების, ასევე ცალკეული სტრუქტურების შესწავლა, რომლებთანაც შესაძლებელია დაკავშირებული იყოს მადნეული საბადოები, ტექტონიკური აშლილობების ზონებისა და კონტაქტების (მათ შორის სიღრმული) დადგენა, ძირითადი ქანების რელიეფის განსაზღვრა და სხვ. ამ მიზნებისათვის 200 მ სიღრმემდე უპირატესად გარდატეხილ ტალღათა მეთოდი გამოიყენება, ხოლო ჭაბურღილებისა და მიწისქვეშა გამონამუშევრების არსებობის პირობებში, აგრეთვე, გამავალ ტალღათა მეთოდიც — სეისმური გაშუქება გამონამუშევართა შორის ან გამონამუშევართა და დღიურ ზედაპირს შორის. თუ კვლევისათვის საჭირო სიღრმე 200—300 მ აღემატება, მაშინ ამ მეთოდებთან ერთად არეკლილ ტალღათა მეთოდსაც იყენებენ და აფიქსირებენ როგორც გრძივ, ასევე განივ ტალღებს.

მიუხედავად ტალღური ველების ინტერპრეტაციის სიძნელეებისა და ასეთ რაიონებში სამუშაოების ჩატარების შედარებით დიდი ღირებულებისა, სეისმოძიება სულ უფრო და უფრო ფართოდ გამოიყენება სასარგებლო მადნეული საბადოების შესასწავლად. ასეთი სამუშაოები ხშირად ტარდება რკინის მადნების, ბოქსიტების, ფოსფორიტებისა და სხვა საბადოების ძიების დროს.

სეისმოძიება გამოიყენება, აგრეთვე, სხვადასხვა საინჟინრო-გეოლოგიური, ჰიდროგეოლოგიური და სხვა ამოცანების გადასაწყვეტად. ძირითადი მიზანია, შესწავლილ იქნეს ჭრილის ზედა ნაწილის (100—200 მეტრამდე) შემადგენელი ქანების თვისებები საინჟინრო თვალსაზრისით (სიმტკიცე, ბზარიანობა, წყლიანობა, მეწყრული მოვლენები და სხვ.), რასთვისაც გამოიყენება გარდატეხილ, იშვიათად, არეკლილ ტალღათა მეთოდი.

შესასწავლ ქანებში დინამიკური დრეკადი მოდულების, შთანთქმის კოეფიციენტების განსასაზღვრავად გამოიყენება როგორც გრძივი, ასევე განივი ტალღები.

მეხუთე ნაწილი

ძიების ბირთვული მეთოდი

გეოფიზიკური ძიების ბირთვულ მეთოდებს საფუძვლად უდევს ის ფიზიკური მოვლენები, რომლებიც თან ახლავს ბუნებრივ ბირთვულ გარდაქმნებს ან ბირთვული გამოსხივებისა და ქანების ურთიერთქმედების პროცესებს.

თავი XXI

ზოგადი ცნობები რადიოაქტიურობისა და ბირთვული რეაქციების შესახებ

რადიოაქტიურობა ეს არის რადიოაქტიური ელემენტის ბირთვების ბუნებრივი დაშლის თვისება, რომელიც მიმდინარეობს განსაკუთრებული სახის სხივების — ალფა (α), ბეტა (β) და გამა (γ) გამოსხივების სახით.

რადიოაქტიურობა გამოწვეულია შინაგანი ბირთვული პროცესებით, რაც იმით მტკიცდება, რომ გამოსხივებაზე არავითარ გავლენას არ ახდენს გარეშე ფაქტორები (წნევა, ტემპერატურა, ელექტრული და მაგნიტური ველები და სხვ.), მათ შორის ისეთებიც, რომლებიც შესამჩნევად ცვლის ელექტრონული გარსების მდგომარეობას. იმისათვის, რომ ბუნებრივი რადიოაქტიურობის ინტენსიურობა შეიცვალოს, საჭიროა უშუალოდ ბირთვზე მოქმედება (მაგალითად, ნეიტრონებით დაბომბვა).

α გამოსხივება ჰელიუმის ბირთვების ნაკადია (^4_2He). თითოეული α ნაწილაკი შედგება ორი პროტონისა და ორი ნეიტრონისაგან. მას აქვს ორი ელემენტარული მუხტის ტოლი დადებითი მუხტი. ამ ნაწილაკების სიჩქარე იცვლება $1{,}42 \cdot 10^9$ სმ/წმ-დან $2{,}05 \cdot 10^9$ სმ/წმ-მდე. რადიოაქტიური ნივთიერების ბირთვიდან გამოსხივების დროს α ნაწილაკის

ენერგია* მაღალია (8—10 მევ-ს რიგისაა), მაგრამ თავისი დიდი მასის გამო ის სწრაფად კარგავს ენერგიას, ე. ი. ძლიერ შთაინთქმება ნივთიერებაში, რის გამოც მას ახასიათებს დაბალი განჭოლვის უნარი. α ნაწილაკების საშუალო განარბენი ჰაერში არ აღემატება 10—15 სმ-ს, ხოლო ქაღალდის თხელი ფურცელი მთლიანად შთანთქავს მას. ქანებში პრაქტიკულად იზომება α აქტიურობა. ძალიან თხელი ზედაპირული ფენის ერთი და იმავე ნივთიერების ატომბირთვების მიერ გამოსხივებულ α ნაწილაკს აქვს პრაქტიკულად ერთნაირი ენერგია, რაც საშუალებას იძლევა მოვახდინოთ იზოტოპების იდენტიფიცირება α გამოსხივების ხასიათის მიხედვით. ნივთიერებაში გავლისას α ნაწილაკი ახდენს მის იონიზაციას, თვითონ კი ორი თავისუფალი ელექტრონის მიერთების შემდეგ გარდაიქმნება ჰელიუმის ატომად.

β გამოსხივება წარმოადგენს ელექტრონების ნაკადს. β ნაწილაკების ენერგია აღწევს 5 მევ-ს, მისი განჭოლვის უნარი, α ნაწილაკის მსგავსად, დაბალია. ჰაერში მისი განარბენის სიგრძე შეადგენს რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრს, ხოლო ქანებში — რამდენიმე მილიმეტრს. ნივთიერებაში გავლისას ნაწილაკი ურთიერთქმედებს ატომების ელექტრონულ გარსებთან, მათ ბირთვებთან და ახდენს ნივთიერების იონიზაციას.

γ სხივები წარმოადგენს ელექტრომაგნიტურ ტალღებს. მათი ტალღის სიგრძე 10^{-9} სმ-ზე ნაკლებია. ელექტრომაგნიტური გამოსხივება შეიძლება განვიხილოთ, როგორც სინათლის სიჩქარით მოძრავი კვანტების ნაკადი. მათი ენერგია დამოკიდებულია ტალღის სიგრძეზე და აღწევს 3 მევ-ს. γ სხივებს აქვს დიდი განჭოლვის უნარი: ქანში ის აღწევს რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრს, მაგრამ შთაინთქმება ნივთიერების ატომებთან შეჯახებისას. 1—2 მ სისქის ქანების ფენა პრაქტიკულად მთლიანად შთანთქავს γ სხივებს. γ გამოსხივება გარემოში განიცდის შესუსტებას რიგი მოვლენების გამო, რომელთაგან ძირითადია: ფოტოეფექტი, კომპტონეფექტი, ელექტრონ-პოზიტრონის წარმოშობა და ფოტობირთვული ეფექტი.

α და β დაშლის შედეგად წარმოიშობა სრულიად ახალი სახის ნივთიერება, რომელიც თავისი ფიზიკური და ქიმიური თვისებებით მთლიანად განსხვავდება პირველადი ნივთიერებისაგან.

---

* რადიოაქტიური გამოსხივების ენერგია გამოისახება ელექტრონვოლტებში (ევ) ან მეგაელექტრონვოლტებში (მევ). 1 ელექტრონვოლტი ის ენერგიაა, რომელიც საჭიროა 1 ვ პოტენციალთა სხვაობით შექმნილ ელექტრულ ველში ელექტრონის გადასატანად.

ამა თუ იმ ნივთიერების რადიოაქტიური დაშლის შედეგად ატომების რაოდენობა მცირდება ექსპონენციალური კანონით

$$N_t = N_0 e^{-\lambda t}, \qquad \text{(XXI.1)}$$

სადაც N_t არის t დროისათვის დაუშლელი ატომების რაოდენობა; N_0— საწყის მომენტში ატომების რაოდენობა; λ — დაშლის მუდმივა, რომელიც ახასიათებს ატომის დაშლის ალბათობას და უჩვენებს ატომთა საერთო რიცხვის რა რაოდენობა იშლება დროის ერთეულში.

რადიოაქტიურ ელემენტს ახასიათებს, აგრეთვე, ნახევრად დაშლის პერიოდი (T). ეს ის დროა, რომლის განმავლობაშიც არსებული რადიოაქტიური ატომების ნახევარი იშლება. რადიოაქტიური დაშლის სიჩქარის ძირითად მახასიათებელს სწორედ ნახევრად დაშლის პერიოდი წარმოადგენს. სხვადასხვა რადიოაქტიური ნივთიერებისათვის ამ სიდიდეს ძლიერ განსხვავებული მნიშვნელობები აქვს — 10^{-6} წამიდან 10^{10} წლამდე.

დაშლის მუდმივასა და ნახევრად დაშლის პერიოდს შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება:

$$\lambda = \frac{0{,}693}{T}. \qquad \text{(XXI.2)}$$

არსებულ ბუნებრივ რადიოაქტიურ ელემენტებს შორის არჩევენ მძიმე (ურანი, აქტინიუმი, თორიუმი, რადიუმი და სხვ.) და მსუბუქ (კალიუმი, რუბიდიუმი, სტრონციუმი, კალციუმი და სხვ.) ელემენტებს.

ურანი, აქტინიუმი და თორიუმი დაშლის დროს ქმნის ე. წ. რადიოაქტიურ ოჯახებს და წარმოადგენს თავიანთი ოჯახების დედობრივ ელემენტებს. თითოეულ ოჯახში ელემენტების მიმდევრობითი რადიოაქტიური გარდაქმნების შედეგად ერთი რადიოაქტიური ელემენტის დაშლით მიიღება სხვა ელემენტი და ეს გარდაქმნები გრძელდება მანამ, სანამ არ მიიღება სტაბილური ელემენტი. სამივე ოჯახში მყარდება რადიოაქტიური წონასწორობა მათში შემავალ ელემენტებს შორის. თუ ოჯახის ნებისმიერი N_1 ელემენტის ნახევრად დაშლის პერიოდი ბევრად მეტია მისი დაშლის პროდუქტის N_2 ნახევრად დაშლის პერიოდზე ($T_1 >> t_2$), მაშინ ამ ელემენტების საუკუნეობრივი წონასწორობის პირობა იქნება

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}, \qquad \text{(XXI.3)}$$

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2. \qquad \text{(XXI.4)}$$

რადიოაქტიური იზოტოპის რაოდენობის ერთეულად მიღებულია 1 კიური (*Cu*). კიური არის რადიოაქტიური იზოტოპის ის რაოდენობა, რომლის დროსაც ერთ წამში სრულდება დაშლის $3{,}7 \cdot 10^{10}$ აქტი. ამ ერთეულისაგან წარმოებულია მილიკიური (10^{-3} *Cu*) და მიკროკიური (10^{-6} *Cu*).

γ გამოსხივების დოზა იზომება რენტგენებით, მილი- და მიკრორენტგენებით. რენტგენი შთანთქმული გამოსხივების ის რაოდენობაა, რომლის დროს მშრალი ჰაერის 1 სმ³-ში 0° ტემპერატურისა და 760 ვერცხლისწყლის მილიმეტრის წნევის დროს წარმოქმნილი იონების ჯამური მუხტი უდრის 1 ელექტროსტატიკურ ერთეულს. γ გამოსხივების სიმძლავრე (ინტენსიურობა) იზომება რენტგენ/საათობით.

α და β სხივების დოზა იზომება რენტგენის ფიზიკურ ეკვივალენტებში ან რადებში. 1 რადი ეს იმ გამოსხივების დოზაა, რომლის დროსაც დასხივებული ნივთიერების 1 გრამში შთაინთქმება 100 ერგი ენერგია. დოზის სიმძლავრე ამ შემთხვევაში იზომება რადი/გრამობით.

გეოფიზიკაში რადიოაქტიური ელემენტის ეკვივალენტური შემცველობის ერთეულად მიღებულია რადიუმ-ეკვივალენტის გრამი ქანის ერთ გრამზე. ეს ერთეული შეესაბამება 1 *Cu* რადიოაქტიურობას.

ნივთიერების ქიმიური გარდაქმნა შეიძლება მოხდეს, აგრეთვე, ხელოვნურად გამოწვეული რადიოაქტიურობის გამო, რომელიც ხდება ამ ნივთიერების დიდი ენერგიის მქონე ნაწილაკებით დასხივების დროს (მაგალითად, α ნაწილაკებით ან ნეიტრონებით). ამ დროს ელემენტის ბირთვი გარდაიქმნება სხვა ელემენტად. მაგალითად, *X* ელემენტის მიერ ნეიტრონის მოტაცებას შეიძლება თან ახლდეს γ კვანტის გამოსხივება, რომლის რეაქცია შემდეგნაირია:

$$^{A}_{z}X + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{A+1}_{z}X + \gamma, \qquad \text{(XXI.5)}$$

სადაც *A* და *z* შესაბამისად ელემენტის მასური რიცხვი და ატომური ნომერია.

როგორც ბუნებრივი, ისევე ხელოვნური რადიოაქტიურობის მოვლენები ფართოდ გამოიყენება ძიების გეოფიზიკურ მეთოდებში ძიების ბირთვული მეთოდების სახით. ბუნებრივ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული მეთოდები საფუძვლად უდევს რადიომეტრიას, რომლის ძირითადი ამოცანაა რადიოაქტიური გამოსხივების შესწავლა გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად, აგრეთვე, გრუნტის, ზედაპირული წყლებისა და ჰაერის ბუნებრივი რადიოაქტიურობის დასადგენად და რადიოაქტიური მადნების საძიებლად. არარადიოაქტიური საბადოების ძებნა-ძიებისას ფართოდ გამოიყენება ის მეთოდები, რომლებიც დაფუძნებულია γ ან ნეიტრონული გამოსხივების ქანების არარადიოაქტიურ ელემენტებთან ურთიერთქმედების ეფექტზე. ასეთი ეფექტები შეიძლება იყოს α, β, γ, ნეიტრონებისა და რენტგენის გამოსხივება და პირველადი გამოსხივების გაბნევა ან შესუსტება. მოსალოდნელი ეფექტის სიდიდე დამოკიდებულია ქანების ნივთიერ შედგენილობაზე და ამა თუ იმ ქიმიური ელემენტების შემცველობაზე.

ხელოვნური დასხივების მეთოდები ამჟამად ფართოდ გამოიყენება სხვადასხვა ელემენტის ძიებისას, ქანების ფიზიკური თვისებების შესწავლის დროს (განსაკუთრებით დანალექი ქანების) და ჭაბურღილებში ქანების ექსპრეს-ანალიზების შესწავლის მიზნით.

თავი XXII

ქანებისა და გრუნტის წყლების რადიოაქტიურობა

ქანების რადიოაქტიურობა განისაზღვრება მათში ურანის, თორიუმის, მათი დაშლის პროდუქტებისა და კალიუმის შემცველობით. დანარჩენი ელემენტების კონცენტრაციის სიმცირის გამო ისინი არსებით გავლენას არ ახდენს ქანების რადიოაქტიურ თვისებებზე.

გეოფიზიკური გამოკვლევების დროს იშვიათად გამოყოფენ ცალკეულ ელემენტებს. ამიტომ ქანების რადიოაქტიურობას აფასებენ ურანის ან რადიუმის პირობით ერთეულებში, როდესაც ეს ორი ელემენტი იმყოფება წონასწორობაში თავიანთი დაშლის იმ პროდუქტებთან, რომლებიც შექმნიდა იგივე რადიოაქტიურობას.

მაქსიმალური რადიოაქტიურობა ახასიათებს მჟავე მაგმურ ქანებს, რაც განპირობებულია მათში ურანისა და თორიუმის ამაღლებული შემცველობით. ამასთან ზოგიერთი გრანიტის, სიენიტისა და სხვა მჟავე მაგმური ქანების მაღალი რადიოაქტიურობა ძირითადად განპირობებულია კალიუმით, რომლის შედარებით დაბალი რადიოაქტიურობა კომპენსირდება ქანებში მისი დიდი პროცენტული შემცველობით. რადიოაქტიური ელემენტების შემცველობა სიღრმის მიხედვით მცირდება. როგორც ითქვა, რადიოაქტიურობა მომატებულია მჟავე მაგმურ ქა-

ნებში, ხოლო ფუძე და ულტრაფუძე ქანების რადიოაქტიურობა შედარებით ნაკლებია. ზუსტი მონაცემები ქანების რადიოაქტიურობის შესახებ არსებობს მხოლოდ ქერქის ზედა ნაწილისათვის. დანალექ ქანებში რადიოაქტიური ელემენტების შემცველობა დაახლოებით ისეთივეა, რაც მჟავე მაგმურ ქანებში. ამასთან ყველაზე უფრო რადიოაქტიურია ფიქლები და თიხები, ჰიდროქიმიური ნალექების, ნახშირებისა და კვარცის ქვიშების რადიოაქტიურობა, პირიქით, დაბალია.

ქანების რადიოაქტიურობა განაპირობებს ატმოსფერული ჰაერის რადიოაქტიურობას. რადიოაქტიური ელემენტები ატმოსფეროში ძირითადად გაზობრივი ემანაციების სახით გვხვდება (რადონი, აქტინონი, თორონი). ქანებიდან გამოყოფილი ემანაციები ატმოსფეროში ვრცელდება ჰაერის დინებებითა და ფენების ტურბულენტურობით. რადიოაქტიური დაშლის გამო გამოყოფილი ემანაციების კონცენტრაცია სიმაღლის ზრდასთან ერთად მცირდება.

ოკეანეების, ზღვების, ტბებისა და მდინარეების რადიოაქტიურობა ქანების რადიოაქტიურობაზე რამდენიმე ათასჯერ ნაკლებია.

ლითოსფეროში რადიოაქტიური ელემენტების გაბნევის გამო ისინი ფართოდ არის გავრცელებული აგრეთვე მიწისქვეშა წყლებში. მიწისქვეშა წყლების რადიოაქტიურობას განაპირობებს რადონი, რადიუმი და ურანი. აღსანიშნავია, რომ ურანიანი წყლები ბუნებაში იშვიათია, ყველაზე უფრო გავრცელებულია რადონიანი წყლები. რადონი თავისუფლად მიგრირებს ქანებში, იხსნება ბუნებრივ წყლებში და ვრცელდება თავისი წარმოშობის ადგილიდან დიდ მანძილზე. რიგ შემთხვევაში რადიუმისა და სხვა რადიოაქტიური ელემენტების კონცენტრაცია მიწისქვეშა წყლებში იცვლება დროში წყლების სხვა თვისებების ცვლილებასთან დაკავშირებით.

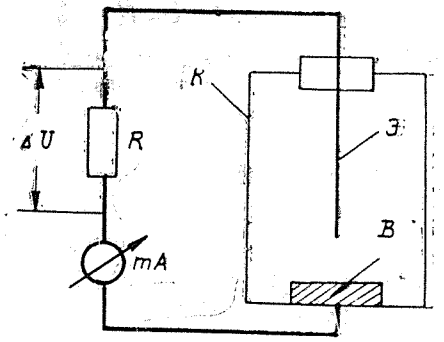
თავი XXIII

რადიოაქტიურობის გამზომი ხელსაწყოები

ქანების ბუნებრივი და ხელოვნურად გამოწვეული რადიოაქტიურობის გასაზომად გამოიყენება ხელსაწყოები, რომელთაც საფუძვლად უდევს გამოსხივების იონიზაციური და ქიმიური ეფექტები. რადიოაქტიური გამოსხივება შეიძლება რეგისტრირებული იყოს ორი მეთოდით: ჯამური იონიზაციის რეგისტრირებით და იონიზაციის ცალკეული იმპულსების აღრიცხვით.

პირველ შემთხვევაში რადიოაქტიური გამოსხივების დეტექტორად გამოიყენება იონიზაციური კამერა, მეორეში — გაზური განმუხტვისა და სცინტილაციური მთვლელები.

იონიზაციური კამერა ძირითადად გამოიყენება α და β გამოსხივების რეგისტრაციისათვის. ხელსაწყო შედგება ჰერმეტულად დახშული მეტალური კორპუსისაგან (K), რომლის შიგნით მოთავსებულია ელექტროდი (Ე) (ნახ. 130). კორპუსსა და ელექტროდს შორის ასიდან ათას



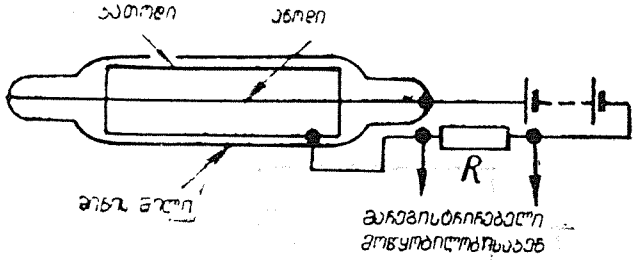
ნახ. 130. იონიზაციური კამერის სქემა.

ვოლტამდე (U) ძაბვის პირობებში წნევის ქვეშ მოთავსებულია გაზი. კამერაში რადიოაქტიური ნივთიერების შეტანის ან მისი რადიოაქტიური ემანაციით შევსების შემდეგ, გაზის იონიზაციის გამო კორპუსსა და ელექტროდს შორის აღიძვრება ელექტრული დენი, რომლის სიდიდე რადიოაქტიური ნივთიერების ან ემანაციის გამოსხივების ინტენსიურობის პროპორციული იქნება.

კამერაში აღძრული იონიზაციის დენები არ აღემატება 10^{-16}—10^{-10} ამპერს. ასეთი სუსტი დენები იზომება ან ელექტრომეტრების საშუალებით, ან სპეციალური რადიოტექნიკური მოწყობილობებით.

გაზური განმუხტვის მთვლელი (გეიგერ-მიულერის მთვლელი) მოწყობილია დაახლოებით ისე, როგორც იონიზაციური კამერა (ნახ. 131). კონსტრუქციულად იგი შედგება მინის მილისაგან, რომელიც შიგნიდან

დაფარულია ლითონის ფენით (კათოდი) და მილის ღერძის გასწვრივ გამავალი ლითონის ძაფისაგან (ანოდი). ანოდსა და კათოდს შორის იქმნება 1000 ვ ძაბვა. მილს ავსებენ არგონით. მილში გავლისას γ სხივები ამოგლეჯს კათოდიდან ელექტრონებს, რომლებიც ახდენს არგონის იონიზაციას. ელექტრონების დიდი ენერგიის გამო იწყება დარტყმითი იონიზაცია — წარმოიქმნება იონების ზვავი და დენის იმპულსი მრიცხველში მკვეთრად იზრდება. ძაბვის იმპულსი R წინაღობიდან გადაეცემა სარეგისტრაციო მოწყობილობას.

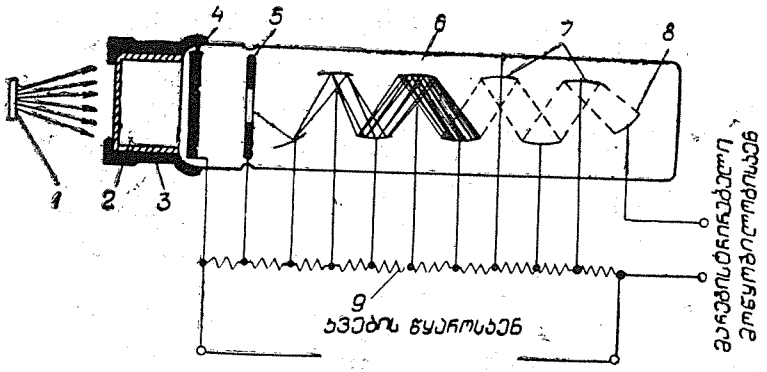


ნახ. 131. გაზური განმუხტვის მთვლელი

α გამოსხივება მთლიანად შთაინთქმება მიწაში, β ნაწილაკებიდან მთვლელში მოხვდება მხოლოდ დიდი ენერგიის მქონე ნაწილაკები. β სხივების რეგისტრაციისათვის გამოიყენება β მთვლელები. β მთვლელის გაზური განმუხტვის მილი დამზადებულია ალუმინის ძალიან თხელი ფირფიტისაგან (10—18 მკ), რომელიც პრაქტიკულად ატარებს ამ სხივების მთელ ნაკადს.

გაზური განმუხტვის მთვლელების ეფექტურობა γ სხივების მიმართ მცირეა. ასი γ კვანტიდან დაახლოებით ერთი იწვევს იმპულსს. ამ თვალსაზრისით სცინტილაციური მთვლელი წარმოადგენს უფრო მგრძნობიარე დეტექტორს რადიოაქტიური გამოსხივების მიმართ.

სცინტილაციური მთვლელის მგრძნობიარე ელემენტია ლუმინისცენცირებული ნივთიერების კრისტალები (მაგალითად, ნატრიუმ იოდის კრისტალები). ამ კრისტალში გავლისას γ და β კვანტები იწვევს მათში სუსტ ნათებას, რომელიც ხვდება ფოტოგამამრავლებლის კათოდს და ამოაგდებს მისი ზედაპირიდან ელექტრონებს (ნახ. 132). ელექტრონების სუსტი ნაკადი აჩქარდება ემიტერების საშუალებით, რადგან ემიტერების პოტენციალები თანდათანობით იზრდება. ყოველ ახალ ემიტერზე ელექტრონული ნაკადი ამოაგდებს ახალ ელექტრონებს და ამ ნაკადის სიდიდე იზრდება, აღწევს ფოტოგამამრავლებლის ანოდს და შეიძლება გაიზომოს დენის საკმაოდ დიდი იმპულსი. სცინტილაციურ მთვლელს შეუძლია განასხვავოს γ კვანტების ენერგია, რადგან დენის იმპულსის ამპლიტუდა არის γ კვანტის ენერგიის პროპორციული.



ნახ. 132. სცინტილაციური მთვლელისა და კათოდური გამამრავლებლის სქემა:
1—გამოსხივების წყარო, 2—ფოსფორი, 3—ამრეკლავი, 4—ფოტოკათოდი, 5—მაფოკუსირებელი დიოდი, 6—ფოტოელექტრონული გამამრავლებელი, 7—ემიტერები, 8—ანოდი, 9—ძაბვის გამანაწილებელი

ნელი ნეიტრონების ინდიკატორად გამოიყენება სამფტორიანი ბორით ავსებული იონიზაციური კამერა. ნეიტრონებს გაიტაცებს ბორის ატომები და გარდაქმნის მათ ლითიუმად. ამ რეაქციის დროს წარმოიქმნება α ნაწილაკები, რომლებიც ახდენს გაზის იონიზაციას და ქმნის დენის იმპულსებს.

ზემოთ აღწერილი რადიოაქტიური გამოსხივების დეტექტორები გამოიყენება ლაბორატორიულ, საველე და კაროტაჟულ ხელსაწყოებში (რადიომეტრებში) ქანების რადიოაქტიურობის გაზომვის დროს.

თავი XXIV

ბუნებრივ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული ძიების მეთოდები

ბუნებრივ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული მეთოდები იყოფა ემანაციურ, γ — აქტიურობის შესწავლისა და γ — კაროტაჟის მეთოდებად.

§ 91. ემანაციური მეთოდი

რადიომეტრული კვლევის ემანაციური მეთოდი დაფუძნებულია ნიადაგსა და ჰაერში მყოფი რადიოაქტიური ნივთიერებების ემანაციის შესწავლაზე. ემანაცია (რადიოაქტიური გაზი) გამოიყოფა რადიოაქტიურ მინერალებში. იგი მოძრაობს ქანებში დიფუზიის, გრუნტის წყლების ცირკულაციის, ჰაერის კონვექციის გამო და რადიოაქტიური წარმონაქმნების გარშემო ქმნის რადიოაქტიური აირის გაბნევის შარავანდედს. უკანასკნელი არათანაბრად ნაწილდება სივრცეში; მის განაწილებაზე გავლენას ახდენს შემდეგი ფაქტორები: ადგილობრივი გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური სიტუაცია, ქანების ფორიანობა და ბზარიანობა, გრუნტის წყლებისა და გაზების მოძრაობის სიჩქარე. განსაკუთრებით დამახასიათებელია შარავანდედების გაჭიმვა ტექტონიკური რღვევების გასწვრივ, მათში თხევადი და გაზობრივი გაზების დიდად გამოვლენის გამო.

ემანაციის გადაადგილების პროცესში მიმდინარეობს მისი დაშლა, რის გამოც ის გარდაიქმნება რადიოაქტიური ოჯახების მომდევნო ელემენტებად. ხანმოკლე სიცოცხლისუნარიანი ელემენტები თორონი და აქტინონი ვერ ქმნის შესამჩნევ შარავანდედებს, რადგან ისინი ვერ ასწრებენ დაშორებას რადიოაქტიური ქანებიდან ურანის ოჯახის რადიოაქტიური გაზი რადონი, პირიქით, მისი შედარებით მაღალი ნახევრად დაშლის პერიოდის გამო (3, 8 დღე), შორდება რადიოაქტიურ მინერალებს საკმაოდ დიდ მანძილზე. ამის გამო ემანაციური აგეგმვა ტარდება რადონის კონცენტრაციის შესწავლის გზით.

უმეტეს შემთხვევაში რადონი შეისწავლება ზედაპირულ ნალექებში, რისთვისაც გარკვეულ ინტერვალებში იღებენ ნიადაგის ჰაერის სინჯებს სპეციალური მილების (ემანაციური ზონდების) საშუალებით, საიდანაც ის გადადის იონიზაციურ კამერაში. ნიადაგის ჰაერის რადიოაქტიურობა იზომება ან უშუალოდ სინჯების აღების ადგილზე, ან ლაბორატორიაში. საველე ემანაციური აგეგმვის დროს გაზომვებს ატარებენ საველე ემანომეტრებით. რადონის ნორმალური შემცველობა ნიადაგში იძლევა 2—4 ემანს*. თორონთან ერთად ფონი შეიძლება იყოს 10—15 ემანი. რადიოაქტიური მადნების გაბნევის შარავანდედების საზღვრებში რადონული ანომალიები აღწევს ასეულ-ათასეულ ემანს. რადონის ამაღლებული კონცენტრაციები აღინიშნება, აგრეთვე, რადიოაქტიური წყლების წყაროების უბნებში, ტექტონიკური რღვევების თავზე. რადონის კონცენტრაციის შესწავლა ძირითადი საშუალებაა ურანის პერსპექტიული უბნების ძიებისათვის, რომლებიც შეიძლება გამოიყოს γ აგეგმვით. ემანაციური აგეგმვა საშუალებას იძლევა დადგინდეს იმ რადიოაქტიურობის ბუნება, რომელიც არის γ ანომალიის წყარო.

საველე სამუშაოების გარდა ლაბორატორიულ პირობებში შეისწავლიან ქანებისა და მადნების რადიოაქტიურობას, მადანში ურანის პროცენტული რაოდენობის, წყლებში რადონის კონცენტრაციის და ემანაციის კოეფიციენტის განსაზღვრის მიზნით.

§ 92. გამა-აქტიურობის შესწავლის მეთოდები

რადიოაქტიური გამოკვლევის მეთოდებს შორის ყველაზე უფრო გავრცელებულია ქანების γ გამოსხივების შესწავლის შემდეგი მეთოდები: აეროგამა-აგეგმვა, მიწისზედა გამა-აგეგმვა და გამა-კაროტაჟი.

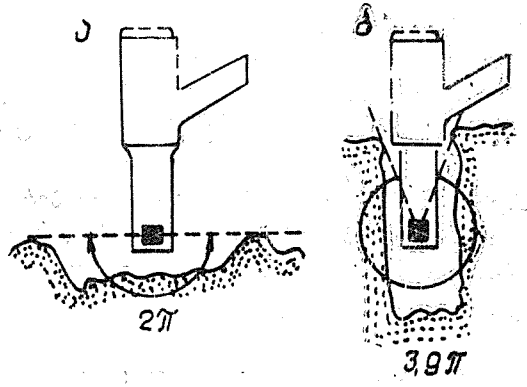
რეგისტრირებული γ გამოსხივების ინტენსიურობა განისაზღვრება ერთი მხრივ ქანების რადიაქტიურობით, მეორეს მხრივ კი — გამოსხივების ზედაპირის ფორმითა და ამ ზედაპირსა და დეტექტორს შორის არსებული გარემოს მიერ γ სხივების შთანთქმით.

ქანების მიერ γ სხივების შთანთქმის გამო შეიძლება ჩაითვალოს, რომ ეს გამოსხივება ხდება ქანების ზედაპირული ფენიდან, რომლის სისქე არ აღემატება 30 სმ-ს. ამრიგად, ექსპერიმენტის ჩატარებისას ფაქტიურად ფიქსირდება ქანების ზედაპირული ფენის რადიოაქტიურობა. აქედან გამომდინარე, გამოსხივების ზედაპირის ფართობს გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს. სხვანაირად რომ ვთქვათ, გამოსხივების ინტენსიურობა არის იმ სხეულოვანი კუთხის პროპორციული, რომლი-

---

* 1 ემანი $= 10^{-7} \frac{Cu}{g^3}$

თაც მოჩანს გამომსხივებელი ზედაპირი დეტექტორული მოწყობილობიდან (ნახ. 133). შედარებით სწორ ზედაპირზე ეს კუთხე უდრის 2π-ს. ზედაპირის უსწორმასწორობები დიდ გავლენას ახდენს გაზომვების შედეგებზე. ხშირად გეომეტრიული ფაქტორი იწვევს ცრუ ანომალიებს, რომლებიც თავისი ინტენსიურობით აღემატება ქანების რადიოაქტიურობით გამოწვეულ ანომალიებს. ამასთან დაკავშირებით



ნახ. 133. დეტექტორის მიმართ შექმნილი სხეულოვანი კუთხის დამოკიდებულება რადიოაქტიური წყაროს მდებარეობაზე. ა—კუთხე სწორ ზედაპირზე, ბ—კუთხე ჭაბურღილში

მიზანშეწონილია, რომ მთვლელის მდებარეობა გამომსხივებელი ქანის მიმართ გაზომვების დროს მუდამ ერთნაირი იყოს. ჭაბურღილებში სხეულოვანი კუთხე, რომელიც ყოველთვის უდრის დაახლოებით 4π-ს, პრაქტიკულად არ იცვლება დეტექტორის გადაადგილებისას ჭაბურღილის გასწვრივ, რაც იძლევა უფრო საიმედო შედეგებს ზედაპირულ გაზომვებთან შედარებით.

γ აგეგმვის ჩატარების წინ იზომება ნატურალური რადიოაქტიური ფონი, რომელიც არსებობს კოსმოსურ და ატმოსფერულ გამოსხივებათა გამო. ნატურალური ფონი იზომება იმ პირობებში, რომლებიც გამორიცხავს ქანების γ გამოსხივებას. მაგალითად, დიდ წყალსაცავებზე. გაზომვების შედეგების დამუშავების დროს მიღებული სიდიდეებიდან აკლებენ ნატურალური ფონის მნიშვნელობას.

§ 93. აეროგამა-აგეგმვა

თვითმფრინავების გამოყენება γ აგეგმვის ჩატარებისას მოკლე დროში დიდი ფართობების გამოკვლევის საშუალებას იძლევა. აეროგამა-აგეგმვის დროს გამოიყენება ყველაზე უფრო მგრძნობიარე სცინტილაციური მთვლელები და მონაცემები იწერება თვითმწერი ხელსაწყოებით. ვინაიდან გაზომვების დროს უნდა ხდებოდეს γ გამოსხივების სწრაფი ცვლილებების რეგისტრაცია, ხელსაწყოში გამოიყენება მცირე ინერციული სქემები; ამავე მიზეზის გამო თვითმფრინავის სიჩქარე უნდა იყოს მინიმალური. ვინაიდან γ გამოსხივება შთაინთქმება ჰაერში და, გარდა ამისა, ფრენის სიმაღლის გადიდება ამცირებს იმ სხეულოვან კუთხეს, რომლითაც ჩანს მცირე რადიოაქტიური ობიექტები, ამიტომ ფრენის სიმაღლე უნდა იყოს რაც შეიძლება დაბალი, დაახლოებით 50—100 მ დედამიწის ზედაპირიდან.

§ 94. მიწისზედა გამა-აგეგმვა

მიწისზედა γ აგეგმვა ტარდება სავალე რადიომეტრების გამოყენებით; ამ შემთხვევაში ხელსაწყო გადაადგილდება გარკვეული პროფილის გასწვრივ ქვეითი ოპერატორის მიერ (ლოკალური γ აგეგმვა) ან ავტომანქანის საშუალებით (ავტო γ აგეგმვა). ორივე შემთხვევაში აუცილებელია, რომ მთვლელის ორიენტაცია გამომსხივებელი ზედაპირის მიმართ მუდმივი იყოს. გაზომვები ხორციელდება უწყვეტად ან ცალკეულ წერტილებში (დისკრეტულად).

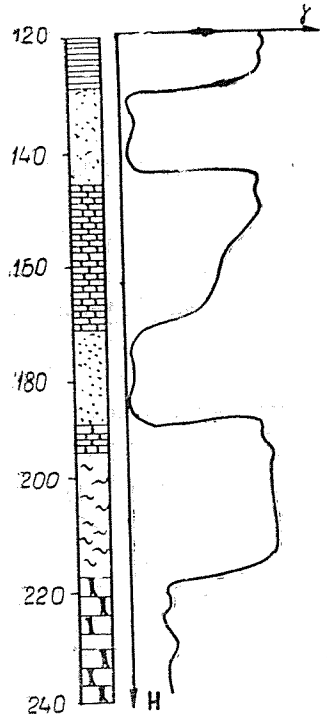
ფართობრივი აგეგმვის დროს კვლევის შედეგები დააქვთ ტოპოგრაფიულ საფუძველზე პროფილების ან იზოხაზების რუკების სახით. ჩვეულებრივად დეტალური γ აგეგმვით გამოიყოფა გეოლოგიური თავისებურებანი, რომლებიც უკავშირდება რადიოაქტიური ელემენტებს ამა თუ იმ განაწილებას. ლოკალური γ აგეგმვა ტარდება ასევე სამთო გამონამუშევრებში.

§ 95. გამა-კაროტაჟი

ჭაბურღილის ჭრილის შესწავლას ქანების γ გამოსხივების ინტენსიურობის მიხედვით γ კ ა რ ო ტ ა ჟ ი ეწოდება.

γ კაროტაჟის ჩატარებისას ჭაბურღილში უშვებენ ხელსაწყოს, რომელიც შედგება γ გამოსხივების ინდიკატორის, მაღალი ძაბვის გენე-

რატორისა და გამაძლიერებლისაგან. დეტექტორის (ინდიკატორის) სახით გამოიყენება გეიგერ-მიულერის მთვლელი ან სცინტილაციური მთვლელი. მიღებული სიგნალები რეგისტრირდება ჭაბურღილის თავზე მოთავსებული ჩამწერი მოწყობილობის საშუალებით. ჭაბურღილის გასწვრივ საზომი ხელსაწყოს გადაადგილებისას მიიღება γ გამოსხივების ინტენსიურობის დიაგრამა, როგორც სიღრმის ფუნქცია. მიღებული კაროტაჟული მონაცემების მიხედვით ჭრილი დაიყოფა ქანების რადიოაქტიური თვისებების მიხედვით (ნახ. 134). საბურღი ხსნა-



ნახ. 134. γ კაროტაჟული დიაგრამის მაგალითი

რი, რომელიც ავსებს ჭაბურღილს, ისევე როგორც საცავი მილები, γ სხივების შთანთქმის გამო, ამცირებს მიღებული სიგნალების ინტენსიურობას, რაც იწვევს საზომი აპარატურის მგრძნობიარობის გა-

ზრდის აუცილებლობას. გარდა ამისა, კაროტაჟული გაზომვების დროს აუცილებელია ჭაბურღილის დიამეტრის ცვლილების გათვალისწინება. მშრალ ჭაბურღილებში სიგნალი იზრდება და γ კაროტაჟის დიაგრამა ხდება უფრო დიფერენციალური. γ კაროტაჟის მგრძნობიარობა დიდია, რაც ჭრილის საკმაოდ ზუსტი ანალიზის ჩატარების საშუალებას იძლევა.

თავი XXV

ხელოვნურ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული ძიების მეთოდები

ხელოვნურ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული მეთოდები გამოიყენება არარადიოაქტიური საბადოების ძიების, ჭრილების განწევრებისა და ქანების ფიზიკური თვისებების შესწავლის დროს. ეს მეთოდები ძირითადად გამოიყენება სხვადასხვა სახის კაროტაჟული კვლევის ჩატარების დროს.

ბირთვული კაროტაჟის ხელოვნურ მეთოდებში შეისწავლება γ სხივებისა და ნეიტრონების შთანთქმის, შენელებისა და გაბნევის მოვლენები. ამ მიზნით ჭაბურღილში უშვებენ γ სხივების ან ნეიტრონების წყაროს, რომელიც ახდენს ქანების დასხივებას. ამავე ჭაბურღილში ეკრანის უკან (ტყვია, პარაფინი) ათავსებენ γ სხივებიან ნეიტრონების რეგისტრატორს. ეკრანის დანიშნულება მდგომარეობს იმაში, რომ ის არ ატარებს წყაროს გამოსხივებას უშუალოდ დეტექტორთან. ამჟამად ფართოდ გამოიყენება ხელოვნური რადიოაქტიური კაროტაჟის რამდენიმე მეთოდი. განვიხილოთ მათგან უფრო გავრცელებული.

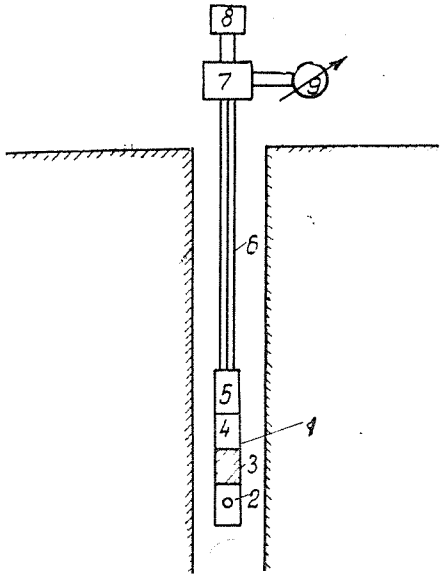
§ 96. ნეიტრონული გამა-კაროტაჟი

ნეიტრონული γ კაროტაჟის დროს ჭაბურღილში ქანებს დაასხივებენ ჩქარი ნეიტრონებით. ამ დასხივების შედეგად ქანში შემავალი ზოგიერთი ქიმიური ელემენტი მიიტაცებს ნეიტრონებს, რის შედეგად ხდება γ გამოსხივება. კაროტაჟის მეთოდის არსია მეორადი γ გამოსხივების რეგისტრაცია.

ნეიტრონული γ კაროტაჟის დროს გამოიყენება იგივე დანადგარი, რაც γ კაროტაჟისას, მხოლოდ ამ მეთოდში დამატებულია ნეიტრონების

გამოსხივების წყარო (ნახ. 135). ნეიტრონების გამოსხივების წყაროებად იყენებენ ამპულებში მოთავსებულ რადიოიზოტოპურ პრეპარატებს და ნეიტრონების გენერატორებს.

როგორც აღვნიშნეთ, ქანებში ნეიტრონები ეჯახება ელემენტების ბირთვებს. მძიმე ელემენტების ბირთვებთან შეჯახებისას ნეიტრონი თითქმის არ კარგავს თავის ენერგიას, იცვლის მხოლოდ მოძრაობის



ნახ. 135. ნეიტრონული γ კაროტაჟის პრინციპული სქემა: 1—კაროტაჟული ხელსაწყო, 2—ნეიტრონების წყარო, 3—ეკრანი, 4—ინდიკატორი, 5—კაროტაჟული ხელსაწყოს ინდიკატორი, 6—კაბელი, 7—გამაძლიერებელი, 8—კვების ბლოკი, 9—გამზომი ხელსაწყო

მიმართულებას. ცენტრალური შეჯახებისას ნეიტრონი აირეკლება. მსუბუქი ელემენტის ბირთვებთან შეჯახებისას ნეიტრონი გადასცემს მათ თავისი ენერგიის მნიშვნელოვან ნაწილს, თვითონ კი კარგავს სიჩქარეს. რადგან ბუნებაში ყველაზე მსუბუქი ელემენტი არის წყალბადი, ბუნებრივია, რომ ეს ელემენტი ძირითად როლს ასრულებს ქანებში ნეიტრონების შენელებისათვის. ენერგიადაკარგულ ნეიტრონებს (სითბურ ნეიტრონებს) ელემენტების ბირთვებთან შეჯახებისას შეუძლია მათ გადასცენ თავისი ენერგიის ნაწილი ან პირიქით, მიიღონ ენერგიის ახალი რაოდენობა.

სითბური ნეიტრონები მიიტაცება ატომების ბირთვების მიერ, რის შედეგად გამოიყოფა ენერგიის გარკვეული რაოდენობა. ენერგიის გამონთავისუფლება ხდება ან γ კვანტის გამოსხივების შედეგად (მეორადი γ-გამოსხივება), ან ენერგიის შუალედური ბირთვის ნაწილაკებისათვის გადაცემით (ნეიტრონი, პროტონი, α ნაწილაკები), რომლებიც შემდგომში ამოიტყორცნება.

ამრიგად, სითბური ნეიტრონების წარმოშობისა და შემდგომი არამდგრადი გარდაქმნების ინდიკატორად შეიძლება გამოვიყენოთ მეორადი γ-გამოსხივება. ამ გამოსხივების საფუძველზე შესაძლებელი ხდება აგრეთვე ქანებში წყალბადის (წყლის) რაოდენობის განსაზღვრა. ეს მეთოდი საშუალებას იძლევა განისაზღვროს ქანის ფორიანობა, თუ ფორები მთლიანადაა გაჯერებული წყლით. ქანებში წყლის მომეტებული შემცველობა აღინიშნება მეორადი γ გამოსხივების მინიმუმით. იმ შემთხვევაში, თუ წყლის შემცველობა ქანებში მცირეა, ნეიტრონული γ კაროტაჟის დიაგრამაზე მიიღება მაქსიმუმი. ნეიტრონული γ კაროტაჟის ჩატარებისას აუცილებელია ქანების ბუნებრივი გამოსხივების გათვალისწინება. ნეიტრონული წყაროს დიდი სიმძლავრის დროს ბუნებრივი γ გამოსხივება მნიშვნელოვან გავლენას არ ახდენს მიღებულ შედეგებზე.

§ 97. ნეიტრონ-ნეიტრონული კაროტაჟი

ნეიტრონული γ კაროტაჟისაგან განსხვავებით, რომელშიც სითბური ნეიტრონების წარმოშობის შესახებ მსჯელობენ მეორადი γ გამოსხივების მიხედვით, ნეიტრონ-ნეიტრონული კაროტაჟის მეთოდში უშუალოდ საზღვრავენ სითბური ან ზესითბური* ნეიტრონების სიმკვრივეს. სითბური ნეიტრონების ინდიკატორად გამოიყენება ფტორიანი ბორით გავსებული გაზური განმუხტვის მთვლელები. ბორის ატომის ბირთვის მიერ ნეიტრონის მიტაცების დროს გამოსხივდება α

* ზესითბური ნეიტრონების ენერგია ოდნავ აღემატება სითბური ნეიტრონების ენერგიას.

ნაწილაკი, რომელიც მთვლელში მყოფი აირის იონიზაციას ახდენს. ამის შედეგად წარმოიქმნება დენის იმპულსი. დამატებითი ეკრანების საშუალებით აღირიცხება ზესითბური ნეიტრონები.

ნეიტრონ-ნეიტრონული კაროტაჟის დროს მიიღება γ კაროტაჟის ანალოგიური მრუდები. მაგრამ ამ მეთოდში გამოირიცხება გაბნეული γ გამოსხივების რეგისტრაცია, რაც ბევრად ზრდის მეთოდის სიზუსტეს. იმის გამო, რომ ზესითბური ნეიტრონები არ მიიტაცება ელემენტების ბირთვებით, მათი რაოდენობა განისაზღვრება ქანების წყალშემცველობით. წყალბადის გარდა არსებობს ზოგიერთი სხვა ელემენტიც, რომელსაც შეუძლია ნეიტრონების მიტაცება. ესენია გოგირდი, კალციუმი, განსაკუთრებით ქლორი. ამ ელემენტების შემცველობა ქანებში აღირიცხება ნეიტრონ-ნეიტრონული კაროტაჟისა და ნეიტრონული γ კაროტაჟის დიაგრამებზე მიღებული მინიმუმებით.

§ 98. გამა — გამა — კაროტაჟი

გამა — გამა — კაროტაჟს საფუძვლად უდევს გაბნეული γ გამოსხივების ინტენსიურობის განსაზღვრა, რომელიც აღიძვრება γ გამომსხივებლის და ქანების ურთიერთქმედების შედეგად. ხელსაწყოს დეტექტორს ისეთნაირად ათავსებენ ჭაბურღილში, რომ გამოირიცხოს წყაროს გამოსხივებით უშუალოდ დეტექტორის დასხივება. გაბნეული, ანუ ქანებში გასული γ გამოსხივების ინტენსიურობა მით ნაკლებია, რაც მეტია ქანების სიმკვრივე. ამგვარად, გამა — გამა — კაროტაჟი იძლევა ქანების დახასიათებას მათი სიმკვრივის მიხედვით. ჭაბურღილებში საცავი მილების არსებობა აძნელებს ამ მეთოდის გამოყენებას.

§ 99. აქტივაციური კაროტაჟი

აქტივაციური კაროტაჟის პრინციპი მდგომარეობს იმაში, რომ ქანების ნეიტრონებით დასხივების დროს ხდება ზოგიერთი ბირთვის აქტივაცია — მიიღება რადიოაქტიური იზოტოპები. კაროტაჟის დროს შეისწავლება ამ იზოტოპების გამოსხივება. გამოსხივების ენერგიისა და ნახევრად დაშლის პერიოდის მიხედვით ხდება იზოტოპების იდენტიფიკაცია, ხოლო გამოსხივების ინტენსიურობის საფუძველზე განისაზღვრება ამ ელემენტების კონცენტრაცია, ე. ი. ქანების ნივთიერი შედგენილობა. პრაქტიკულად ეს კაროტაჟი ტარდება შემდეგნაირად:

განსაზღვრულ სიღრმეზე ჩაუშვებენ ნეიტრონულ წყაროს. გარკვეული დროის შემდეგ, რომელიც საკმარისია რადიოაქტიური იზოტოპის წარმოქმნისათვის, წყაროს მოაშორებენ და მის ადგილზე მოათავსებენ γ გამოსხივების ინდიკატორს, რომლის საშუალებითაც ხდება გამოსხივების შესწავლა. ერთ სიღრმეზე გაზომვების დამთავრების შემდეგ საზომ სისტემას გადაიტანენ მეორე სიღრმეზე და ა. შ. აქტივაციური კაროტაჟი გამოიყენება ძირითადად ალუმინის, სპილენძის, მანგანუმისა და სხვა ელემენტების შემცველობის განსაზღვრის მიზნით.

მეექვსე ნაწილი

ძიების გეოთერმული მეთოდი

თავი XXVI

ქანების სითბური პარამეტრები

ძიების გეოთერმული მეთოდი დაფუძნებულია დედამიწაში არსებული ბუნებრივი და ხელოვნური ტემპერატურული ველის შესწავლაზე.

ტემპერატურული ველი ქანებში განისაზღვრება მათი თერმული თვისებებით, ჩაწოლის პირობებით და, აგრეთვე, მიწისქვეშა წყლების მოძრაობის თავისებურებებით.

ქანების თერმულ თვისებებს (პარამეტრებს) მიეკუთვნება: თბოგამტარობა (λ), ტემპერატურაგამტარობა (k) და კუთრი თბოტევადობა (C) (ხშირად იხილავენ მოცულობით ($C\rho$) თბოტევადობას).

თბოგამტარობა არის გარემოს თვისება, გადასცეს სითბური ენერგია. ფურიეს თბოგამტარობის კანონის თანახმად, სითბოს ის რაოდენობა (dQ), რომელიც განჭოლავს dS ფართობის მქონე იზოთერმულ ზედაპირს dt დროში, გამოითვლება ფორმულით

$$dQ=\lambda \frac{dT}{dn} ds\, dt, \qquad \text{(XXVI.1)}$$

სადაც $\frac{dT}{dn}$ არის ტემპერატურული გრადიენტი ზედაპირის ნორმალის გასწვრივ. (XXVI.1)-დან გამომდინარეობს, რომ თბოგამტარობის კოეფიციენტი რიცხობრივად იმ სითბური ნაკადის ტოლია, რომელიც განჭოლავს იზოთერმული ზედაპირის ფართობის ერთეულს დროის ერთეულში, თუ ტემპერატურული გრადიენტი ზედაპირის ნორმალის გასწვრივ $1°K$ ტოლია. თბოგამტარობის კოეფიციენტი ახასიათებს სტაციონარულ ტემპერატურულ ველებს.

არასტაციონარულ ველებს ახასიათებს ტემპერატურაგამტარობის კოეფიციენტი, რომელიც ნივთიერებაში ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარის ტოლია. თბოგამტარობასა და ტემპერატურაგამტარობას შორის არსებობს შემდეგი დამოკიდებულება:

$$\lambda=kC\rho. \qquad \text{(XXVI.2)}$$

მოცულობითი თბოტევადობა ($C\rho$) რიცხობრივად იმ სითბოს რაოდენობის ტოლია, რომელსაც გასცემს ან მიიღებს ნივთიერების მოცულობის ერთეული მისი ტემპერატურის $1°K$-ით ცვლილების დროს.

გეოფიზიკური კვლევისას ხშირად იყენებენ თერმული წინაღობის სიდიდეს $\left(R=\frac{1}{\lambda}\right)$. ქანების სითბური პარამეტრები დამოკიდებულია მათ სტრუქტურასა და ტექსტურაზე, სიმკვრივეზე, ტენიანობაზე, ტემპერატურასა და წნევაზე. აღნიშნულ პარამეტრებს შორის ყველაზე უფრო მეტად ცვალებადი პარამეტრებია ქანების თბოგამტარობა და ტემპერატურაგამტარობა.

ქანების თბოგამტარობა დაკავშირებულია მათ სტრუქტურასა და ტექსტურასთან: ფენობრივ ქანებს ახასიათებს თერმული ანიზოტროპია. თბოგამტარობა ფენობრივობის პერპენდიკულარული მიმართულებით უფრო დაბალია, ვიდრე ფენების გასწვრივ. ამ მოვლენას ეწოდება თერმული ანიზოტროპია, რომელიც ხასიათდება ე. წ. ანიზოტროპიის კოეფიციენტით (a)

$$a=\sqrt{\frac{\lambda_l}{\lambda_n}}, \qquad \text{(XXVI.3)}$$

სადაც λ_e თბოგამტარობაა ფენობრივობის გასწვრივ, ხოლო λ_n — თბოგამტარობა ფენობრივობის პერპენდიკულარული მიმართულებით. ქანების უმეტესობისათვის ამ კოეფიციენტის სიდიდე იცვლება 1—1,5-ის ფარგლებში.

სიმკვრივისა და წნევის ზრდა იწვევს ქანების თბოგამტარობის ზრდას, რადგან კონტაქტური, ანუ ე. წ. ფონონური თბოგამტარობა განისაზღვრება მინერალებში ატომებს შორის მანძილით. ამით შეიძლება აიხსნას ის გარემოება, რომ სიღრმის ზრდასთან ერთად იზრდება დანალექი ქანების თბოგამტარობა.

ტენიანობის გაზრდა, აგრეთვე, იწვევს ქანების თბოგამტარობის ზრდას. ფორებსა და ბზარებში მყოფი წყალი მოძრავია, რის გამოც

თავს იჩენს თბოგამტარობის კონვექციური მექანიზმი, რომელიც მკვეთრად ზრდის ქანის თბოგამტარობას. ეს გარემოება იწვევს გეოთერმულ ანომალიებს და საშუალებას იძლევა გეოთერმია გამოყენებულ იქნეს როგორც ძიების ჰიდროგეოლოგიური მეთოდი.

ქანების თბოგამტარობა დამოკიდებულია, აგრეთვე, ტემპერატურაზე. მშრალი ქანის ფონონური გამტარობა მცირდება ტემპერატურის ზრდასთან ერთად შემდეგი კანონით:

$$\lambda = \frac{1}{R_0 + \alpha T} \qquad \text{(XXVI.4)}$$

სადაც R_0 და α არის შესაბამისად ქანის თერმული წინაღობა ოთახის ტემპერატურაზე და $R = R(T)$ ფუნქციის T ღერძისადმი დახრის კუთხის ტანგენსი.

მაშასადამე, სიღრმის მიხედვით ქანების თბოგამტარობა მცირდება და ამ შემცირების ტემპი დამოკიდებულია ქანში შემავალი მინერალების ზომებზე და ქანში მინის შემცველობაზე.

ტენიანობისა და ტემპერატურის ორი ურთიერთსაწინააღმდეგო ფაქტორის გავლენა მჟღავნდება იმაში, რომ დადებითი ტემპერატურის არეში ტენშემცველობის გაზრდა ამცირებს ტემპერატურულ ეფექტს, ხოლო უარყოფითი ტემპერატურების დროს, როცა ფორებში არსებული წყალი იყინება, თბოგამტარობა იზრდება.

თავი XXVII

გეოთერმული გაზომვები

ქანებისა და გრუნტის წყლების ტემპერატურა შეიძლება გაიზომოს ჭაბურღილებში, ჭებში, მაღაროებსა და სამთო გამონამუშევრებში. გეოთერმული გაზომვები, იყოფა რამდენიმე ჯგუფად:

1. ფიქსირებულ წერტილებში ტემპერატურის სისტემატური გაზომვები.

2. სპორადული გაზომვები, სხვადასხვა საძიებო სამუშაოს ჩატარებისას.

3. ჭაბურღილებში ტემპერატურის უწყვეტი ჩაწერა (თერმოკაროტაჟი).

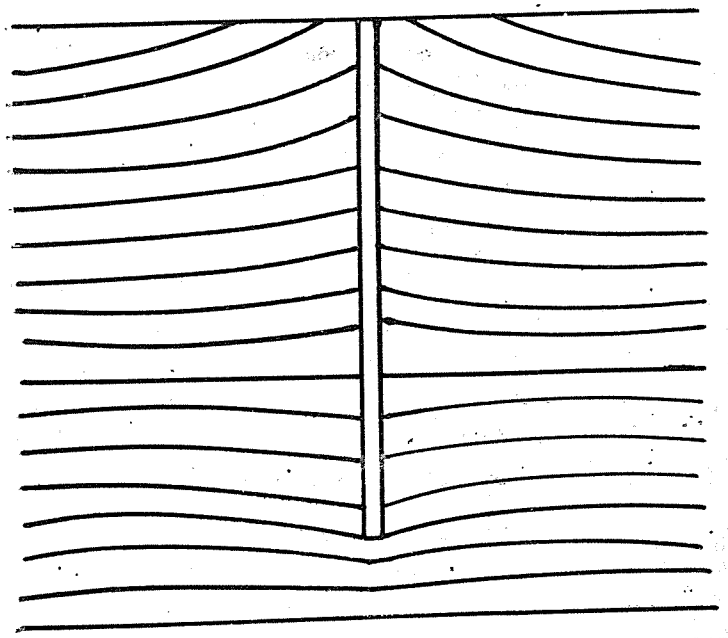
ჭაბურღილებსა და შპურებში ტემპერატურული გაზომვები დაკავშირებულია ზოგიერთ სიძნელესთან, კერძოდ, იმ თერმული ველების დამახინჯებასთან, რომლებიც არსებობს ჭაბურღილის ან შპურის მახლობლად. ტემპერატურის ყველაზე დიდი დამახინჯება შეიძლება მოხდეს ჭაბურღილში არსებული სითხეების ან ჰაერში აღძრული კონვექციური დინების გავლენით. მაგალითად, თუ მშრალი ჭაბურღილი თავის ზედა ნაწილში კვეთს მარადი გაყინულობის ზონას, მასში ხდება გაცივებული ჰაერის ჩადინება, რაც იწვევს ტემპერატურის რამდენიმე გრადუსით შემცირებას. ამ მოვლენის გამო გამზომი ხელსაწყოს თავზე ათავსებენ რეზინის დამცავ სისტემას.

იმ ჭაბურღილში, რომელიც კვეთს სხვადასხვა ჰიდროსტატიკურ და წნევიან ჰორიზონტს, შეიძლება აღიძვრას ჭაბურღილის გასწვრივ წყლის ცირკულაცია, რომელიც არსებითად ამახინჯებს ტემპერატურების ჰეშმარიტ განაწილებას. ამ შემთხვევაში მიზანშეწონილია ჭაბურღილის ავსება ბლანტი სითხით (საბურღი ხსნარი), რაც საგრძნობლად ამცირებს წყლის ვერტიკალურ გადანაცვლებას.

საცავ მილებიან ჭაბურღილებში გათვალისწინებულია მილების დიდი თბოგამტარობა, რომელიც რამდენადმე ანიველირებს ტემპერატურულ სხვაობებს ჭაბურღილის გასწვრივ. 136-ე ნახაზზე გამოსახულია იმ იზოთერმული ზედაპირების დამახინჯება, რომელსაც ადგილი აქვს საცავი ლითონის მილის სვეტის გავლენის გამო. ნახაზიდან ჩანს, რომ მაქსიმალური დამახინჯება დამახასიათებელია ჭაბურღილის ზედა ნაწილისათვის ზედაპირის მახლობლად. ზედაპირული ფენების ტემპერატურის გასაზომად გათვალისწინებულ ჭაბურღილებში, რომელთა სიღრმე არ აღემატება 3—5 მ-ს, საჭიროა გამოყენებულ იქნეს თბოიზოლატორი მასალისაგან დამზადებული მილები (ხე, ასბესტცემენტი, პლასტმასა და ა. შ.), ზედაპირული ჰაერის ტემპერატურის გავლენის მოსახსნელად.

შპურებისა და ჭაბურღილების ბურღვის დამთავრებისთანავე მათში ტემპერატურების გაზომვა არასაიმედოა, რადგან ბურღვის პროცესი იწვევს თერმული რეჟიმის დარღვევას ჭაბურღილის გასწვრივ ქანების გახურების გამო. გარდა ამისა, ჭაბურღილის გარეცხვის დროს წყლით ან საბურღი ხსნარით, რომელთა ტემპერატურა განსხვავებულია შესაბამის სიღრმეზე ქანების ტემპერატურისაგან, გარემომცველი გარემოს ტემპერატურა იცვლება. ქანების ტემპერატურის ასეთი ხელოვნური ცვლილების შემდეგ საჭიროა გარკვეული დრო იმისათვის, რომ ტემპერატურამ მიაღწიოს თავის ბუნებრივ მნიშვნელო-

ბას. ეს დრო მერყეობს რამდენიმე საათიდან რამდენიმე კვირამდე არაღრმა, მცირე დიამეტრის შპურებისათვის და ზოგ შემთხვევაში ერთ თვემდე — ღრმა ჭაბურღილებისათვის.



ნახ. 136. ფოლადის მილის გაცვლენა იზოთერმების განაწილებაზე

თავი XXVIII

ტემპერატურის გასაზომი აპარატურა

ქანების მიწისზედა და მიწისქვეშა წყლების ტემპერატურები იზომება სხვადასხვა სახის თერმომეტრებით. თანამედროვე გეოფიზიკური კვლევის პრაქტიკაში ტემპერატურული გაზომვები სრულდება ძირითადად ელექტრული თერმომეტრებით.

ელექტრული თერმომეტრების მუშაობის პრინციპს საფუძვლად უდევს ზოგიერთი ნივთიერების ელექტრული წინაღობის ტემპერატურაზე დამოკიდებულება. ეს მოვლენა ყველაზე კარგად მჟღავნდება ნახევარგამტარებისათვის. ტემპერატურის $1°K$-ით ცვლილებისას ნახევარგამტარული წინაღობების (ე. წ. თერმისტორების) სიდიდე იცვლება დაახლოებით 3%-ით: თერმისტორების წინაღობის ტემპერატურასთან დამოკიდებულება განისაზღვრება ფორმულით

$$R = A\, e^{\frac{B}{T}}, \qquad \text{(XVIII.1)}$$

სადაც R წინაღობაა, A და B — მუდმივები, T — აბსოლუტური ტემპერატურა.

სუფთა ლითონებისათვის ეს დამოკიდებულება არის წრფივი და გარკვეული სიზუსტით შეიძლება გამოისახოს ფორმულით

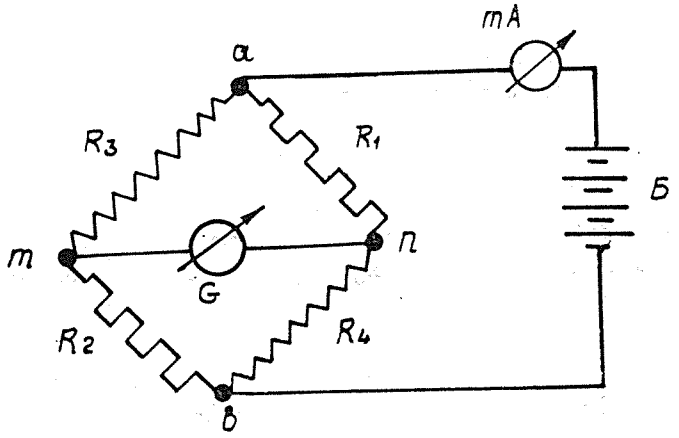
$$R = R_0\{1 + \alpha(T - T_0)\}, \qquad \text{(XXVIII.2)}$$

სადაც R და R_0 წინაღობებია, შესაბამისად T და T_0 ტემპერატურების დროს; α — ტემპერატურული კოეფიციენტი, რომელიც სპილენძისა და ზოგიერთი სხვა ნივთიერებისათვის დაახლოებით უდრის $4 \cdot 10^{-3}$ გრად$^{-1}$.

წინაღობების განსაზღვრისათვის ყველაზე უფრო ხშირად იყენებენ უინსტონის ბოგირის სქემებს, რომლებსაც ათავსებენ გაზომვის წერტილში. ამ სქემებით შესაძლებელია დისტანციური გაზომვების ჩატარება პრაქტიკულად ნებისმიერ მანძილზე (მაგალითად, ჭაბურღილებში, რამდენიმე კილომეტრის სიღრმეზე).

ბოგირის სქემა ჩაკეტილი წრედია და შეიცავს 4 წინაღობას: R_1, R_2, R_3 და R_4 (ნახ. 137). a და b წერტილებზე მოდებულია მუდმივი ძაბვა, ხოლო m და n წერტილებს შორის იზომება პოტენციალთა სხვაობა. იმ შემთხვევაში, თუ ოთხივე წინაღობა ერთმანეთის ტოლია, ბოგირი იქნება ბალანსირებული და პოტენციალთა სხვაობა — ნულის ტოლი. არატოლი წინაღობების შემთხვევაში სქემა იქნება დებალანსირებული და საზომ წრედში გაჩნდება პოტენციალთა სხვაობა, რომელიც ბოგირის წონასწორობის დარღვევის ხარისხის პროპორციულია. როდესაც წინაღობები დამზადებულია სხვადასხვა ტემპერატურული კოეფიციენტიანი მასალისაგან, წონასწორობა შეიცვლება იმ გარემოს ტემპერატურის ცვლილებასთან ერთად, რომელშიც მოთავსებულია სქემა. დავუშვათ, რომ R_1 და R_2 წინაღობები დამზადებულია მაღალი ტემპერატურული კოეფიციენტის მქონე მასალისაგან, მაგალითად, სპილენძისაგან (მგრძნობიარე მხარეები), ხოლო R_3 და

R_4 — მცირე ტემპერატურული კოეფიციენტის მქონე მასალისაგან (არამგრძნობიარე მხარეები). ბოგირის ოთხივე წინაღობას შეარჩევენ ისეთნაირად, რომ რაღაც საწყის ტემპერატურაზე (T_0) ისინი იყოს ერთმანეთის ტოლი, ე. ი. ბოგირი ბალანსირებულია და a და b დიაგონალში დენის გავლისას m და n წერტილებს შორის პოტენციალთა სხვაობა ნულის ტოლია. თუ გარემოს ტემპერატურა იცვლება (განსხვავებულია საწყისი ტემპერატურისაგან), ჩნდება მგრძნობიარე და არა-



ნახ. 137. ელექტრული თერმომეტრის პრინციპული სქემა

მგრძნობიარე მხრების წინაღობების სხვაობა და m და n წერტილებს შორის აღიძვრება პოტენციალთა სხვაობა, რომელიც იქნება გარემოს ტემპერატურის პროპორციული. გარემოს ტემპერატურის გამოთვლა შეიძლება შემდეგი ფორმულით:

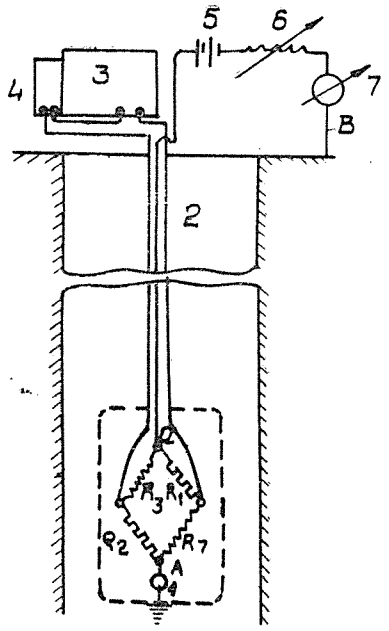
$$T = T_0 + C\frac{U}{I}, \qquad \text{(XXVIII.3)}$$

სადაც C თერმომეტრის მუდმივაა, რომელიც განისაზღვრება ფორმულით

$$C = \frac{2}{\alpha R_0}, \qquad \text{(XXVIII.4)}$$

აქ α მგრძნობიარე მხარეში შემავალი თერმისტორების თერმული კოეფიციენტია, ხოლო R_0 — საწყისი ტემპერატურის (T_0) შესაბამისი წინაღობა.

თერმომეტრის მუდმივას საზღვრავენ მისი გრადუირების დროს. ელექტრული თერმომეტრის გრადუირების დროს მას ათავსებენ თერმოსტატში, რომელშიც ტემპერატურა იზომება 10^{-2} გრადუსის სიზუსტით. შემდეგ თერმოსტატის ტემპერატურის ცვლილებისას იზო-



ნახ. 138. ჭაბურღილში ელექტრული თერმომეტრის ჩართვის სქემა. 1—დამიწება, 2—კაბელი, 3—პოტენციალთა სხვაობის ჩამწერი ხელსაწყო (პოტენციომეტრი), 4—პოლარიზაციის კომპენსატორი, 5—მუდმივი დენის წყარო, 6—რეოსტატი, 7—დენის გამზომი ხელსაწყო

შება შესაბამისი U პოტენციალთა სხვაობის ცვლილება და დენის ძალის (I) სხვადასხვა მნიშვნელობისათვის აიგება U-ს T-ზე დამოკიდე-

ბულების მრუდი. თერმომეტრის მუდმივა გამოითვლება ფორმულიდან

$$C=\frac{T_2-T_1}{U_2-U_1}\cdot I. \qquad \text{(XXVIII.5)}$$

პოტენციალთა სხვაობა იზომება კომპენსაციური მეთოდით პოტენციომეტრების გამოყენებით, რაც საგრძნობლად ზრდის გაზომვების სიზუსტეს.

თერმომეტრი, ისევე როგორც სხვა გეოფიზიკური ხელსაწყოები, ეშვება ჭაბურღილში სამძარღვიანი კაბელის საშუალებით. ამიტომ ერთ-ერთი სადენის როლს ზემოაღწერილი ბოგირის სქემაში ასრულებს ჭაბურღილის გარშემო მყოფი ქანები. ამ მიზნით იმ თერმომეტრებში, რომლებიც გათვალისწინებულია ხსნარით ავსებულ ჭაბურღილში ტემპერატურების გასაზომად, ბატარეის (5) მეორე პოლუსი დამიწებულია დედამიწის ზედაპირზე B წერტილში. კაბელი თავისი მოძრაობისას აამოძრავებს მარეგისტრირებელი მოწყობილობის ბაბთას (ნახ. 138).

მას შემდეგ, რაც, უზრუნველყოფილი იქნება დენის ძალის მუდმივი მნიშვნელობა, m და n წერტილებს შორის პოტენციალთა სხვაობის ავტომატური რეგისტრირების დროს (ნახ. 137) ფაქტიურად იწერება თერმოგრამა გარკვეულ მასშტაბში. ჩვეულებრივად თერმოგრამის ჩაწერის მასშტაბი ასეთია: 1 სმ უდრის $0{,}5°K$ ან $1°K$. იმ შემთხვევაში, თუ პოტენციალთა სხვაობა აღემატება მოცემული მასშტაბით დაშვებულ სიდიდეს, მაშინ პოტენციომეტრის მიმდევრობით ჩაირთვება პოლარიზაციის კომპენსატორი, რომლის დანიშნულებაა ზედმეტი პოტენციალთა სხვაობის კომპენსაცია.

თანამედროვე თერმომეტრების ჭაბურღილში გადაადგილების სიჩქარე უდრის რამდენიმე ასეულ მეტრს საათში, ამასთან გაზომვის სიზუსტე — $0{,}1°K$—$0{,}01°K$.

თავი XXIX

დედამიწის ბუნებრივი ტემპერატურული ველი

დედამიწის ბუნებრივი ტემპერატურული ველი შეიძლება გაყოფილი იყოს ორ ნაწილად: ცვლადი ტემპერატურების ზონა (დაახლოებით 30 მ-მდე) და დამყარებული ტემპერატურების ზონა (30 მ-ის დაბლა). ცვლადი ტემპერატურების ზონაში აღინიშნება ცვალებადი

ტემპერატურები. ტემპერატურული ცვლილებები აქ გამოწვეულია მზის რადიაციით, რომელიც შეაღწევს დედამიწაში. მზის აქტიურობის დღეღამური და სეზონური ცვლილებები ქმნის რთულ ცვალებად სითბურ ნაკადს, რომელიც ვრცელდება დედამიწის შიგნით. სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის რხევები მიილევა.

დედამიწის ზედაპირულ ფენაში, ე. წ. მოქმედ ფენაში, თბოგადაცემა ხორციელდება რთული გზით. აქ თბოგამტარობის პროცესი განპირობებულია შემდეგი მექანიზმებით: 1. მოლეკულური თბოგამტარობით იმ პირობებში, როცა თბოგამტარობის კოეფიციენტი პერიოდულად იცვლება ტენიანობის ცვლილებასთან დაკავშირებით; 2. სითბოს გადატანა ინფილტრირებული ნალექებით; 3. სითბოს გადატანა ფორებში მყოფი ჰაერისა და წყლის ორთქლის კონვექციური მოძრაობებით.

ღრმა ფენებში, მოქმედი ფენის დაბლა, თბოგამტარობა განპირობებულია ძირითადად მოლეკულური თბოგამტარობით, ვინაიდან ღრმა ფენებში სითბოს გადატანა ნალექებით აღარ ასრულებს არსებით როლს, თითქმის არ არსებობს სითბოს გადატანა კონვექციის ხარჯზე. უცვლელი ტენიანობის პირობებში ქანების თბოგამტარობა ხდება უფრო სტაბილური.

მოქმედი ფენის დაბლა ცვალებადი სითბური ნაკადის გავრცელება ხასიათდება შემდეგი ნიშნებით:

1. ტემპერატურული რხევების ჩაწვდომის სიღრმე განისაზღვრება რხევის პერიოდით. მაგალითად, ტემპერატურის დღეღამური ცვლილება აღწევს 1,5 მ სიღრმეს, ხოლო წლიური — 30 მ-ს.

2. სიღრმის მიხედვით ტემპერატურული რხევის პერიოდი არ იცვლება.

3. სიღრმის მიხედვით ტემპერატურული რხევის ამპლიტუდა მიილევა ექსპონენციალური კანონის მიხედვით.

რაღაც z სიღრმეზე ტემპერატურის რხევა შეიძლება წარმოდგენილი იყოს შემდეგი გამოსახულებით:

$$T(z)=A_{(0)}\,e^{-z\sqrt{\frac{\omega}{2k}}}\cos\left|\omega t-\varepsilon_{(0)}-\sqrt{\frac{\omega}{2k}}\,z\right|, \qquad \text{(XXIX.1)}$$

სადაც $A_{(0)}$ რხევის ამპლიტუდაა დედამიწის ზედაპირზე; ω — რხევის კუთხური სიხშირე, $\varepsilon_{(0)}$—რხევის საწყისი ფაზა დედამიწის ზედა-

პირზე $z\sqrt{\frac{\omega}{2k}}$—რხევის ფაზა z სიღრმეზე, k—ქანის ტემპერატურა-გამტარობის კოეფიციენტი.

სიღრმეს, რომლის საზღვრებში ტემპერატურის სეზონური ცვლილებები არ აღემატება ტემპერატურული გაზომვების სიზუსტეს, ეწოდება მუდმივი ტემპერატურის ჰორიზონტი. ამ ჰორიზონტის ტემპერატურა უდრის მოცემული რაიონის საშუალო წლიურ ტემპერატურას, რომელიც გაზომილი იყო ცვალებადი ტემპერატურების ზონაში.

მუდმივი ტემპერატურების ზონის ქვემოთ ხდება ტემპერატურების ზრდა სიღრმის მიხედვით. სიღრმესთან ერთად ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე გეოთერმული გრადიენტის (Γ) სახელს ატარებს. გეოთერმულ გრადიენტს საზღვრავენ ტემპერატურული გაზომვების მონაცემების მიხედვით

$$\Gamma=\frac{\Delta T}{\Delta H}\left[\frac{^\circ K}{\text{მ}}\right], \qquad \text{(XXIX.2)}$$

სადაც ΔH არის სიღრმის ცვლილება, ხოლო ΔT — მისი შესაბამისი ტემპერატურის ცვლილება. გეოთერმული გრადიენტი ადგილის მიხედვით შესამჩნევად იცვლება. დედამიწის ზედაპირთან ის საშუალოდ 30 $\frac{^\circ K}{\text{კმ}}$ შეადგენს. გეოთერმული გრადიენტის შებრუნებულ სიდიდეს გეოთერმულ საფეხურს უწოდებენ.

$$g=\frac{1}{\Gamma}=\frac{\Delta H}{\Delta T}\left[\frac{\text{მ}}{^\circ K}\right]. \qquad \text{(XXIX.3)}$$

გეოთერმული საფეხური გვიჩვენებს, თუ რამდენით უნდა შეიცვალოს სიღრმე, რომ ტემპერატურამ აიწიოს $1^\circ K$. ისევე, როგორც გრადიენტი, გეოთერმული საფეხური ცვალებადი სიდიდეა და დამოკიდებულია ისეთ ფაქტორებზე, როგორიცაა: 1. ქანების თბოგამტარობა; 2. წიაღიდან შემოსული სითბური ნაკადის ინტენსიურობა; 3. ვულკანიზმის მოქმედება; 4. ტექტონიკური აქტიურობა; 5. მარადი გაყინულობა; 6. ქერქში რადიოგენური სითბოს გამოყოფა; 7. მიწისქვეშა წყლების ცირკულაცია; 8. სითბოს ადგილობრივი წყაროები, ქანებში მიმდინარე ეგზოთერმული და ენდოთერმული რეაქციები, 9. ახალგაზრდა ოროგენური მოძრაობები.

გეოთერმული ნაკადი (q) მეტად მნიშვნელოვანი სიდიდეა, რადგან იძლევა ინფორმაციას დედამიწის ენერგეტიკული რეჟიმის შესახებ. უკანასკნელი გამოითვლება ფორმულით

$$q=\lambda\Gamma. \qquad \text{(XXIX.4)}$$

გეოთერმული ნაკადის სიდიდე ცვალებადია და დამოკიდებულია გეოლოგიურ აგებულებასა და ტექტონიკურ ფაქტორებზე, მისი დადებითი ანომალიები ფიქსირდება შემდეგ ტექტონიკურ ელემენტებში: ახალგაზრდა გეოსინკლინური დანაოჭების ზონებში; ძველი კონსოლიდაციის შუალედურ და სიღრმულ მასივებში, რომლებშიც მოხდა ქერქის მნიშვნელოვანი გაჭიმვა; რიფტულ ზონებში; ფუძე და მჟავე მაგმატიზმის რეგიონებში. ნაკადის საშუალო სიდიდე დედამიწის ზედაპირისათვის შეადგენს $1{,}5\ 10^{-6}\ \frac{\text{კალ}}{\text{სმ}^2\text{წმ}}$ აღსანიშნავია, რომ გეოთერმული ნაკადის მნიშვნელობა კონტინენტებისა და ოკეანეებისათვის დაახლოებით ტოლია.

გეოთერმული ნაკადის არსებობა აიხსნება იმ ფაქტით, რომ დედამიწის შიგნით ნივთიერება იმყოფება დიდი ტემპერატურის ქვეშ, წიაღი ცხელდება იმ სითბური წყაროების მოქმედებით, რომლებიც არსებობს დედამიწის შიგნით. ამ წყაროებს შორის ძირითადი როლი ეკუთვნის: რადიოგენურ სითბოს, გრავიტაციულ ენერგიას, დრეკად ენერგიას, მიმოქცევითი ხახუნის ენერგიასა და სხვა.

თავი XXX

თერმული კვლევის მეთოდები და მათი ამოცანები

ამჟამად არსებული საძიებო თერმულ მეთოდებს შორის გავრცელებულია:

1. ტემპერატურული გაზომვები ჭაბურღილებში — თერმული კაროტაჟი;
2. ფართობრივი თერმული გამოკვლევები.

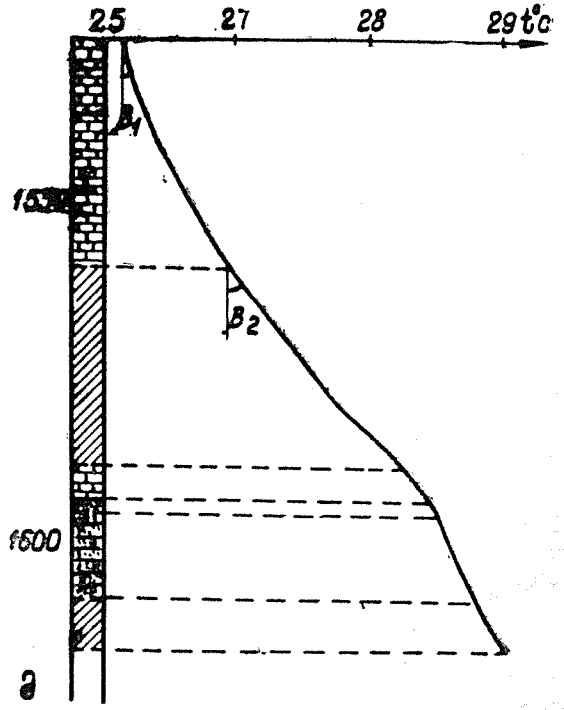
§ 100. თერმული კაროტაჟი

თერმული კაროტაჟის არსია ტემპერატურის უწყვეტი განსაზღვრა ჭაბურღილის შიგნით სიღრმის მიხედვით, რომლის დროსაც შეიძლება ამოიხსნას შემდეგი ამოცანები: 1. გეოლოგიური ჭრილის დანაწევ-

რება ქანების თერმული თვისებების მიხედვით; 2. მარადი გაყინულობის ქვედა საზღვრის განსაზღვრა; 3. ჭაბურღილში მიწისქვეშა წყლების მოდენის ადგილების დადგენა და ფილტრაციის სიჩქარეების შეფასება; 4. ჭაბურღილის ჭრილში მადნებისა და გაზშემცველი შრეების გამოყოფა.

§ 101. გეოლოგიური ჭრილის შესწავლა ქანების თერმული თვისებების მიხედვით

თუ სხვადასხვა თბოგამტარობის მქონე ჰორიზონტალურ ან დახრილ ფენებს განჭოლავს მუდმივი სითბური ნაკადი, მაშინ კავშირი



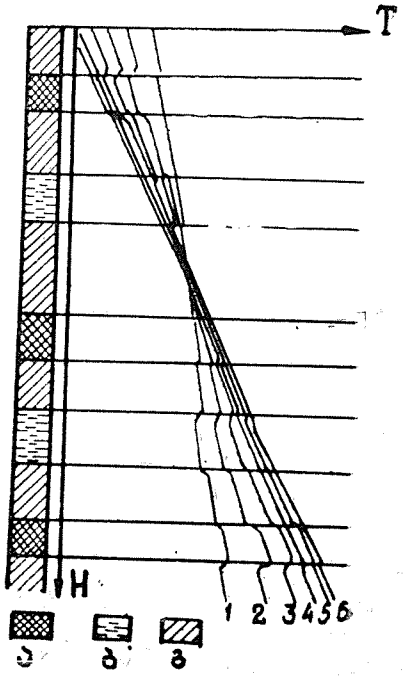
ნახ. 139. ტემპერატურის განაწილება სიღრმის მიხედვით (კირქვებისა და თიხებისათვის)

გეოთერმულ გრადიენტსა და ქანების თბოგამტარობას შორის თითოეული ფენისათვის განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$\Gamma_1 \lambda_1 = \Gamma_2 \lambda_2 = \ldots = \Gamma_n \lambda_n. \qquad \text{(XXX.1)}$$

აქედან გამომდინარე, ქანების თბოგამტარობის ცვლილების შემთხვევაში თერმოგრამის დახრა იცვლება, რადგან უკანასკნელი განისაზღვრება გრადიენტით.

139-ე ნახაზზე მოცემულია ერთ-ერთი თერმოგრამის მაგალითი.



ნახ. 140. ხელოვნური ტემპერატურული ველის მეთოდის კაროტაჟი. ა, ბ, გ—სხვადასხვა ტემპერატურაგამტარობის მქონე შრეები, 1, 2, 3, 4, 5, 6 თერმოგრამების რიგითი ნომრები

როგორც ჩანს, გეოთერმული გრადიენტი ჭრილის გასწვრივ არსებითად იცვლება. მაგალითად, თბოგამტარობის შედარებით დიდი მნიშვ-

ნელობის მჭონე კირქვებისათვის ტემპერატურული მრუდის დახრის β_1 კუთხე ნაკლებია β_2 კუთხეზე, რომელიც შეესაბამება ტემპერატურების განაწილებას თიხებში, სადაც თბოგამტარობა უფრო დაბალია. უფრო ღრმა ფენებში მკვეთრად არის გამოსახული გრადიენტის ცვლილებები გამყოფ ზედაპირებზე თიხებსა, ქვიშაქვებსა და ალევროლიტებს შორის.

ჭაბურღილის ჭრილის გასწვრივ უფრო მკვეთრ სურათს იძლევა ხელოვნური ტემპერატურული ველის მეთოდის კაროტაჟი, რომელიც შემდეგში მდგომარეობს: ჭაბურღილს ათბობენ ან აცივებენ სხვადასხვა ტემპერატურის მჭონე წყლის ან საბურღი ხსნარის საშუალებით. ჭაბურღილის თერმული დამუშავების დამთავრების შემდეგ დროის გარკვეულ ინტერვალში იწერენ თერმოგრამებს. ეს ჩანაწერები ახასიათებს ჭრილს მისი ტემპერატურაგამტარობის მიხედვით (ნახ. 140). აქ გათვალისწინებული უნდა იყოს ის გარემოება, რომ ჭაბურღილის გარკვეულ სიღრმეზე ქანებისა და საბურღი ხსნარის ტემპერატურები ტოლი იქნება. ამ სიღრმეზე თერმოგრამები გადაკვეთს ერთმანეთს. წონასწორობის წერტილის სიღრმის მახლობლად შეუძლებელი ხდება ჭრილში შრეების გამოყოფა. წონასწორობის წერტილის ზემოთ დიდი ტემპერატურაგამტარობის მჭონე შრეების გასწვრივ იქნება შედარებით დაბალი, ხოლო დაბალი ტემპერატურაგამტარობის მჭონე შრეების გასწვრივ, პირიქით, უფრო მაღალი ტემპერატურები. წონასწორობის წერტილის ქვემოთ იქნება შებრუნებული სურათი.

§ 102. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება მარადი გაყინულობის საზღვრების დასადგენად

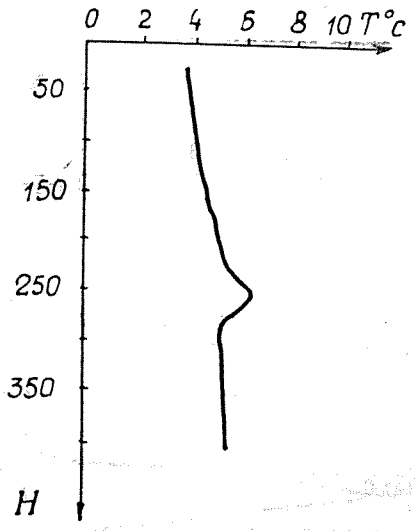
თერმული კაროტაჟი დედამიწაში მარადი გაყინულობის ზონების განსაზღვრის ერთ-ერთი ძირითადი მეთოდია. გეოთერმული გრადიენტი გაყინულ ქანებში ჩვეულებრივზე ნაკლებია, რის საფუძველზეც თერმოგრამებით შეიძლება დადგენილ იქნეს გაყინულობის საზღვრები, რომლებიც დამყარებული ტემპერატურების პირობებში ასახავენ თერმოგრამების გადასვლას დადებითი ტემპერატურების არიდან უარყოფითი ტემპერატურების არეში და, პირიქით.

გაყინულობის სხვადასხვა ზონა უფრო კარგად აისახება არასტაციონარული რეჟიმის დროს მიღებული თერმოგრამებით. ეს რეჟიმი მყარდება ბურღვის დამთავრების ან ჭაბურღილის ცხელი წყლით გარეცხვისთანავე.

§ 103. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება ჭაბურღილში წყლის მოდენის განსაზღვრისა და ფილტრაციის სიჩქარის შეფასებისათვის

მოძრავი გრუნტის წყლები სითბური ენერგიის გადაცემის მნიშვნელოვანი ფაქტორია. იმ შემთხვევაში, თუ ჭაბურღილში არის წყლის შენაკადები, ისინი შეიძლება დაფიქსირდეს თერმოგრამებზე მიღებული დადებითი ან უარყოფითი ანომალიების სახით.

დამყარებული სითბური რეჟიმის შემთხვევაში გამოიყოფა გრუნტის წყლების მხოლოდ ის მოდენები, რომლებიც კვეთს იზოთერმულ ზედაპირებს. მაგალითად, თუ ჭაბურღილში მოხვედრის წინ წყალი მოძრაობდა შედარებით მაღალი ტემპერატურის მჭონე ქანებში, ვიდ-



ნახ. 141. გრუნტის წყლების შენაკადის განსაზღვრა თერმოგრამების მიხედვით

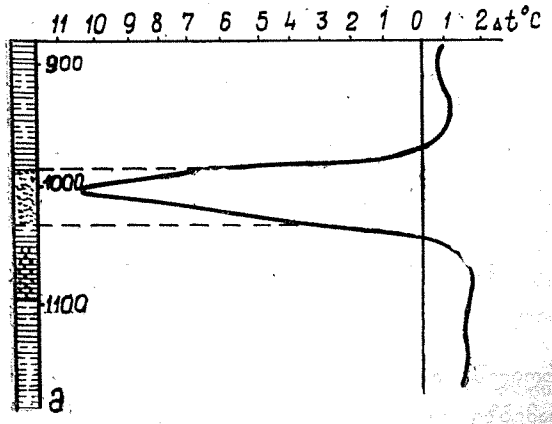
რე ჭაბურღილში შენაკადის ადგილზე მყოფი ქანების ტემპერატურაა, თერმოგრამებზე მიიღება დადებითი ანომალიები (ნახ. 141) ან პირიქით, უარყოფითი ანომალიები გაცივებული წყლის შენაკადის ადგილებში.

დასმული ამოცანა შეიძლება ამოიხსნას არასტაციონარული სითბური რეჟიმის პირობებშიც. ამ შემთხვევაში ანალოგიური გაზომვები ტარდება ან უშუალოდ ბურღვის დამთავრების, ან ჭაბურღილის სპეციალური თერმული დამუშავებისთანავე (ჭაბურღილის გარეცხვა ცხელი წყლით ან სითხის გაცხელება ჭაბურღილის შიგნით). ბუნებრივია, რომ ასეთ ვითარებაში გრუნტის წყლის შენაკადები გამოიწვევს უარყოფით ანომალიებს თერმოგრამებზე. თერმული წყლების შესწავლის დროს ჭაბურღილის არხი ივსება დაბალი ტემპერატურის მქონე ხსნარით.

გრუნტის წყლების ფილტრაციის სიჩქარის განსაზღვრისათვის ღებულობენ თერმოგრამებს გაცხელებულ ან გაცივებულ ხსნარში პერიოდული გაზომვების დროს. ამ შემთხვევაში ბუნებრივი ტემპერატურების აღდგენის სიჩქარე იქნება ფილტრაციების სიჩქარეების ფუნქცია.

§ 104. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება სულფიდური მადნების, ქვანახშირისა და გაზშემცველი შრეების გამოსაყოფად

ზოგიერთი საბადო გარკვეულ პირობებში ქმნის გეოტემპერატურულ ანომალიებს. მაგალითად, სულფიდური მადნებისა და ნახშირების



ნახ. 142. გაზშემცველი შრის დამახასიათებელი ტემპერატურული ანომალია

დაჟანგვა ეგზოთერმული პროცესია, რომელიც, ბუნებრივია, ქმნის დადებით ანომალიებს.

აირშემცველ შრეებს შეესაბამება უარყოფითი ანომალიები თერმული კაროტაჟის დროს. ამ ანომალიების ბუნება აიხსნება იმით, რომ, ჰიდროსტატიკური წნევა ჭაბურღილის არხში ნაკლებია, ვიდრე აირშემცველ შრეში. გაზი ჭაბურღილში მოხვედრისას სწრაფად ფართოვდება და ცივდება. უარყოფითი ანომალიის ტიპიური სურათი აირშემცველი შრის გავლისას ნაჩვენებია 142-ე ნახაზზე.

§ 105. გეოთერმული რუკების აგება

კაროტაჟულ და სამთო გამონამუშევრებში გაზომვების მონაცემების მიხედვით აიგება თერმული რუკები და ჭრილები: იზოთერმების და ტოლი გეოთერმული გრადიენტის რუკები.

1. თერმული რუკები იგება ტოლი სიღრმეებისათვის, ტოლი აბსოლუტური ნიშნულებისათვის, გარკვეული გეოლოგიური კომპლექსების ზედა და ქვედა საზღვრებისათვის, ასევე ცალკეული წყალშემცველი ჰორიზონტებისათვის.

2. იზოთერმების რუკები გვიჩვენებს თანაბარი ტემპერატურის განაწილების სურათს.

3. ტოლი გეოთერმული გრადიენტების ან საფეხურების რუკები ძირითადად იგება განსაზღვრული სიღრმეების ინტერვალებისათვის.

თერმული რუკებისა და პროფილური მრუდების ინტერპრეტაციის დროს შეისწავლება გეოლოგიური სტრუქტურები, მიწისქვეშა წყლების განაწილება და მოძრაობა, მარადი გაყინულობის განვითარების მიმართულება. თერმული რუკები გამოიყენება სტრუქტურული კვლევების დროსაც, რადგან ქანების თბოგამტარობა ფენობრივობის გასწვრივ მეტია, ვიდრე სხვა მიმართულებებით. რეგიონულ რუკებზე გამოიყოფა პირველი რიგის სტრუქტურები, ხოლო ლოკალურ რუკებზე — მაგმური და მეტამორფული ქანების შვერილები და ტექტონიკური რღვევები.

ცვლადი ტემპერატურების ზონისათვის მიღებული რუკებისა და პროფილების ინტერპრეტაციის დროს აუცილებელია იმ შესწორების გათვალისწინება, რომლებიც ასახავს ტემპერატურების პერიოდულ ცვლილებებს.

ლიტერატურა

1. ბალავაძე ბ. კ. გრავიმეტრიის კურსი — თბილისი, თსუ, 1973
2. ნოდია მ. ზ. დედამიწის მაგნეტიზმი — თბილისი, თსუ, 1959.
3. სავარენსკი ე. თ. კირნოსი დ. პ. სეისმოლოგიისა და სეისმომეტრიის ელემენტები — თბილისი, „განათლება“, 1965.
31. საყვარელიძე ე. ა. გეოთერმია — თბილისი, თსუ, 1993.
4. შენგელაია გ. შ. დედამიწის ქერქის სამგანზომილებიანი გრავიტაციული მოდელის აგების მეთოდი — თბილისი, თსუ, 1978.
5. Абельский М. Е., Голомб В. Э., Самсонов Н. Н. Курс гравиразведки — М., Недра, 1986.
6. Бондаренко В. М., Демура Г. В., Ларионов А. М. Общий курс геофизических методов разведки. — М., Недра, 1986.
7. Баранов В. И. Радиометрия. — М., Из-во АН СССР, 1956.
8. Веселов К. Е. Гравиметрическая съемка, — М., Недра, 1986.
9. Геофизические методы исследования. — М., Недра, 1986.
10. Геофизические методы разведки (под гедакцией В. П. Захарова). — Л., Недра, 1982.
11. Гравиразведка. Справочник геофизика. — М., Недра, 1990.
12. Гринкевич Г. И. Магниторазведка. — М., Недра, 1979.
13. Гурвич И. И., Боганик Г. Н. Сейсмическая разведка. — М., Недра, 1980.
14. Дахнов В. Н., Дьяконов Д. М. Термические исследования скважин. — Л., Гостоптехиздат, 1955.
15. Жданов М. С. Электроразведка. — М., Недра, 1981.
16. Заборовский А. Н. Электроразведка. — М., Гостоптехиздат, 1963.
17. Знаменский В. В. Полевая геофизика. — М., Недра, 1980.
18. Логачев А. А., Захаров В. П. Магниторазведка. — Л., Недра, 1979.
19. Ларионов В. В., Резванов Р. А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка. — М., Недра, 1976.
20. Магниторазведка. Справочник геофизика. — М., Недра, 1990.
21. Матвеев Б. К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. — М., Недра, 1982.
22. Мейер В. Л., Ваганов П. А. Основы ядерной геофизики. — Л., изд. ЛГУ, 1978.
23. Миронов В. С. Курс гравиразведки. — Л., Недра, 1980.
24. Нагля В. В., Овчинников Л. И. Радиометрические и ядерно-физические методы разведки. — М., Недра, 1982.
25. Разведочная ядерная геофизика. Справочник геофизики. — М., Недра, 1986.
26. Сейсморазведка. Справочник геофизика. — М., Недра, кн. 1, 2, 1990.
27. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. — Л., Недра, 1980.
28. Соколов К. П. Геофизические методы разведки. — Л., Недра, 1966.
29. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. — М.-Л., Гостоптехиздат, 1953.
30. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. — М., Недра, 1984.
31. Хмелевской В. К. Краткий курс разведочной геофизики. — М., изд. МГУ, 1979.
32. Хмелевской В. К. Электроразведка. — М., изд. МГУ, 1984.
33. Цубои Т. — Гравитационное поле Земли. — М., Мир, 1982.
34. Шарма П. — Геофизические методы в региональной геологии. — М., Мир, 1987.
35. Электроразведка. Справочник геофизика. — М., Недра, кн. 1, 2, 1989.
36. Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. — М., Недра, 1982.
36. Яновский Б. М. Земной магнетизм, — Л., изд. ЛГУ, 1978.

შინაარსი

შესავალი 3
პირველი ნაწილი. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდი 7

თავი I. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის თეორიის ელემენტები . 7

§ 1. მიზიდულობის ძალა და მისი პოტენციალი 7
§ 2. ცენტრიდანული ძალა და მისი პოტენციალი 9
§ 3. სიმძიმის ძალა და მისი პოტენციალი 10
§ 4. სიმძიმის ძალის ნორმალური მნიშვნელობა 12
§ 5. სიმძიმის ძალის პოტენციალის პირველი და მეორე რიგის წარმოებულები . 15

თავი II. სიმძიმის ძალისა და მისი პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულების გაზომვის მეთოდები 16

§ 6. სიმძიმის ძალის გაზომვის დინამიკური მეთოდები 16
§ 7. სიმძიმის ძალის გაზომვის სტატიკური მეთოდები 18
§ 8. სიმძიმის ძალის პოტენციალის მეორე რიგის წარმოებულების გაზომვის მეთოდები 23
§ 9. გრავიმეტრული აგეგმვა 30
§ 10. ვარიომეტრული აგეგმვა 32
§ 11. გრავიმეტრიული მონაცემების მანქანური დამუშავება 33

თავი III. დედამიწის გრავიტაციული ველი 35

§ 12. სიმძიმის ძალა დედამიწის შიგნით 35
§ 13. სიმძიმის ძალის რედუქციები 36
§ 14. სიმძიმის ძალის ანომალიები 42

თავი IV. გრავიმეტრიული მონაცემების გეოლოგიური ინტერპრეტაციის საფუძვლები 43

§ 15. გრავიმეტრიის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები და მათი ამოხსნის ხერხები ზოგიერთი წესიერი ფორმის სხეულისათვის . . . 46
§ 16. პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების ხერხები ნებისმიერი ფორმის სხეულებისათვის 55
§ 17. სიმძიმის ძალის ანომალიის ტრანსფორმაციის მეთოდები 58
§ 18. ქანების სიმკვრივე და მისი გაზომვის ხერხები 59

თავი V. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად 70

§ 19 დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლა გრავიმეტრიული მონაცემების საფუძველზე 71
§ 20. დედამიწის ქერქის აგებულების ასახვა სიმძიმის ძალის ანომალიებში . 74
§ 21. დედამიწის ქერქის აგებულების შესწავლის შერჩევის მეთოდი . . 77
§ 22. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება რეგიონული გეოლოგიის ამოცანების გადასაწყვეტად 84
§ 23. ძიების გრავიმეტრიული მეთოდის გამოყენება სასარგებლო წიაღისეულის საბადოთა ძებნა-ძიებისათვის 87
ნაწილი მეორე. ძიების მაგნიტური მეთოდი 95

თავი VI. დედამიწის მაგნიტური ველი 95

§ 24. გეომაგნიტური ველის ელემენტები 96
§ 25. გეომაგნიტური ველის ვარიაციები 100
§ 26. ნორმალური და ანომალიური გეომაგნიტური ველები 102
§ 27. ქანების მაგნიტური თვისებები 105

თავი VII. ძიების მაგნიტური მეთოდის საფუძვლები და ზოგიერთი წესიერი ფორმის სხეულის მაგნიტური ველი 107

§ 28. მაგნიტური დიპოლის ველი 109
§ 29. ძიების მაგნიტური მეთოდის პირდაპირი ამოცანის ამოხსნა ზოგიერთი ფორმის სხეულისათვის 112

თავი VIII. მაგნიტური ძიების აპარატურა და საველე სამუშაოების მეთოდიკა 123

§ 30. მაგნიტოსაძიებო აპარატურის ფიზიკური პრინციპები 123
§ 31. დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვის აპარატურა 128
§ 32. ოპტიკურ-მექანიკური მაგნიტომეტრი 128
§ 33. ფეროზონდული მაგნიტომეტრი 131
§ 34. პროტონული მაგნიტომეტრი 133
§ 35. კვანტური „მ-33“ მაგნიტომეტრი 135
§ 36. აპარატურა საავტომობილო აგეგმვისათვის 136
§ 37. აპარატურა აკვალური მაგნიტური აგეგმვისათვის 137
§ 38. აერომაგნიტური და კოსმომაგნიტური აგეგმვის აპარატურა . . . 137
§ 39. ქანების მაგნიტური თვისებების საზომი აპარატურა 138

§ 40. აეромაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა 141
§ 41. ჰიდромაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა 144
§ 42. დედამიწის ზედაპირზე მაგნიტური აგეგმვის მეთოდიკა . . . 145
§ 43. ქანების მაგნიტური თვისებების შესწავლის მეთოდი 150

თ ა ვ ი IX. ძიების მაგნიტური მეთოდით მიღებული მონაცემების ინტერპრეტაცია 151

§ 44. ძიების მაგნიტური მეთოდით მიღებული მონაცემების თვისობრივი ინტერპრეტაცია 151
§ 45. ძიების მაგნიტური მეთოდის მონაცემების ინტერპრეტაცია (ძიების მაგნიტური მეთოდის შებრუნებული ამოცანა) 154
§ 46. ძიების მაგნიტური მეთოდის შებრუნებული ამოცანების ამოხსნა მახასიათებელი წერტილების მეთოდით 154
§ 47. მხების მეთოდი 157
§ 48. ძიების მაგნიტური მეთოდის მონაცემების ოდენობითი ინტერპრეტაციის ზოგიერთი სხვა მეთოდი 159

თ ა ვ ი X. ძიების მაგნიტური მეთოდების გამოყენება 160

§ 49. დედამიწის მაგნიტური აგეგმვა 161
§ 50. რკინის შემცველი საბადოების შესწავლა ძიების მაგნიტური მეთოდით . 163
§ 51. ნავთობის, გაზის, მადნეული და არამადნეული წიაღისეულის საბადოთა მაგნიტოძიება 164

მ ე ს ა მ ე ნ ა წ ი ლ ი. ძიების ელექტრული მეთოდი 165

თ ა ვ ი XI. ელექტრომაგნიტური ველების თეორიული საფუძვლები . 166

§ 52. ელექტრომაგნიტური ველების ძირითადი განტოლებები 166
§ 53. ელექტრომაგნიტური ველების ძირითადი მოდელები. ელექტროსტატიკური პოტენციალი 169
§ 54. ელექტროსტატიკური პოტენციალის სასაზღვრო პირობები 171
§ 55. ქანების ელექტრომაგნიტური თვისებები 172
§ 56. გეოელექტრული ჭრილი, მისი ფუნდამენტალური მოდელი 176
§ 57. ელექტროძიების პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანები 178

თ ა ვ ი XII. ელექტრომაგნიტური ველების სახეები 181

§ 58. ლოკალური ბუნებრივი ელექტრული ველი 181
§ 59. რეგიონული ბუნებრივი ელექტრული ველი 186
§ 60. ხელოვნურად შექმნილი მუდმივი და ცვლადი ელექტრომაგნიტური ველები 188

§ 61. წერტილოვანი წყაროს ნორმალური ველი ერთგვაროვან იზოტროპიულ გარემოში 190
§ 62. გარემოს ხვედრითი ელექტრული წინაღობის განსაზღვრა 195
§ 63. დამუხტული სხეულის ველი 197
§ 64. დაბალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველი 199
§ 65. მაღალსიხშირული ელექტრომაგნიტური ველი 200
§ 66. ხელოვნურად პოლარიზებული სხეულების ფიზიკურ-ქიმიური წარმოშობის ელექტრული ველი 201
§ 67. ელექტროძიების მეთოდების კლასიფიკაცია 203

თ ა ვ ი XIII. ელექტროსაძიებო აპარატურა 204

თ ა ვ ი XIV. ელექტრომაგნიტური პროფილირების მეთოდები . . 213

§ 68. ბუნებრივი ელექტრული ველის მეთოდით პროფილირება 213
§ 69. წინაღობის მეთოდებით პროფილირება 218
§ 70. გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით პროფილირება 227
§ 71. მიწისზედა ინდუქციური პროფილირების მეთოდები 229
§ 72. მაღალსიხშირული პროფილირება 231
§ 73. აეროელექტროპროფილირება 235

თ ა ვ ი XV. ელექტრომაგნიტური ზონდირების მეთოდები . . . 235

§ 74. ვერტიკალური ელექტრული ზონდირება 236
§ 75. ზონდირება გამოწვეული პოლარიზაციის მეთოდით 250
§ 76. მაგნიტოტელურული ზონდირების მეთოდები 251
§ 77. ელექტრომაგნიტური ზონდირება 255

თ ა ვ ი XVI. მიწისქვეშა ელექტროძიების მეთოდები 258

მ ე ო თ ხ ე ნ ა წ ი ლ ი. ძიების სეისმური მეთოდი 267

თ ა ვ ი XVII. ძიების სეისმური მეთოდის ფიზიკური და გეოლოგიური საფუძვლები 268

§ 78. დრეკადობის თეორიის ელემენტები 268
§ 79. გეომეტრიული სეისმიკის საფუძვლები 277
§ 80. სეისმური ტალღის ჰოდოგრაფები 284

თ ა ვ ი XVIII. სეისმოძიების ტექნიკური საშუალებები 293

§ 81. სარეგისტრაციო სისტემები 293
§ 82. მონაცემების დამამუშავებელი მოწყობილობები 299
§ 83. რხევების აღმძვრელი საშუალებები 302

თ ა ვ ი XIX. სეისმოძიების მასალების დამუშავება 306

§ 85. საველე ლენტების პირველადი დამუშავება და ტალღების კორელაცია 307
§ 86. შესწორებების გამოთვლა 307
§ 87. ჰოდოგრაფებისა და ამპლიტუდური გრაფიკების აგება 315
§ 88. საშუალო და ეფექტური სიჩქარეების გამოთვლა 319
§ 89. ამრეკლავი და გარდამტეხი ზედაპირების აგება საშუალო სიჩქარეების მეთოდით 325
§ 90. სეისმური მასალების გეოლოგიური ინტერპრეტაცია 334

თ ა ვ ი XX. ძიების სეისმური მეთოდების სახეები და მათი გამოყენება გეოლოგიური ამოცანების გადასაწყვეტად 336

მ ე ხ უ თ ე ნ ა წ ი ლ ი. ძიების ბირთვული მეთოდი 339
თ ა ვ ი XXI. ზოგადი ცნობები რადიოაქტიურობისა და ბირთვული რეაქციების შესახებ 339
თ ა ვ ი XXII. ქანებისა და გრუნტის წყლების რადიოაქტიურობა . 343
თ ა ვ ი XXIII. რადიოაქტიურობის გამზომი ხელსაწყოები . . . 344
თ ა ვ ი XXIV. ბუნებრივ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული ძიების მეთოდები 348

§ 91. ემანაციური მეთოდი 348
§ 92. გამა-აქტიურობის შესწავლის მეთოდები 349
§ 93. აეროგამა-აგეგმვა 351
§ 94. მიწისზედა გამა-აგეგმვა 351
§ 95. გამა-კაროტაჟი 351

თ ა ვ ი XXV. ხელოვნურ რადიოაქტიურობაზე დაფუძნებული ძიების მეთოდები 353

§ 96. ნეიტრონული გამა-კაროტაჟი 353
§ 97. ნეიტრონ-ნეიტრონული კაროტაჟი 355
§ 98. გამა — გამა — კაროტაჟი 356
§ 99. აქტივაციური კაროტაჟი 356

მ ე ე ქ ვ ს ე ნ ა წ ი ლ ი. ძიების გეოთერმული მეთოდები 358

თ ა ვ ი XXVII. გეოთერმული გაზომვები 360
თ ა ვ ი XXVI. ქანების სითბური პარამეტრები 358
თ ა ვ ი XXVIII. ტემპერატურის გასაზომი აპარატურა 362
თ ა ვ ი XXIX. დედამიწის ბუნებრივი ტემპერატურული ველი . . 366
თ ა ვ ი XXX. თერმული კვლევის მეთოდები და მათი ამოცანები . . 369

§ 100. თერმული კაროტაჟი 369
§ 101. გეოლოგიური ჭრილის შესწავლა ქანების თერმული თვისებების მიხედვით 370
§ 102. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება მარადი გაყინულობის საზღვრების დასადგენად 372
§ 103. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება ჭაბურღილში წყლის მოდენის განსაზღვრისა და ფილტრაციის სიჩქარის შეფასებაში 373
§ 104. ძიების თერმული მეთოდის გამოყენება სულფიდური მადნების, ქვანახშირისა და გაზშემცველი შრეების გამოსაყოფად 374
§ 105. თერმული რუკების აგება 375

Шенгелая Гурам Шалвович,
Манагадзе Григорий Дианозович,
Чиковани Джимшер Созонович,
Джаши Гиви Григорьевич,
Чичинадзе Вахушти Константинович,
Сакварелидзе Евгений Александрович

КУРС РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

გურამ შენგელაია, გრიგოლ მანაგაძე, ჯიმშერ ჩიქოვანი, გივი ჯაში,
ვახუშტი ჭიჭინაძე, ევგენი საყვარელიძე

საძიებო გეოფიზიკის კურსი

თბილისი
„მეცნიერება“
1993

დაიბეჭდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის
სამეცნიერო-საგამომცემლო საბჭოს დადგენილებით

სბ 6004

გამომცემლობის რედაქტორი თ. ჭიტიაშვილი
მხატვარი ლ. ლომთათიძე
ტექრედაქტორი ნ. ბოკერია
კორექტორი ლ. შაბურიშვილი

გადაეცა წარმოებას 9.7.1993; ხელმოწერილია დასაბეჭდად 21.4.94;
ქაღალდის ზომა $6_1/_4 \times 9^3/_4$; ქაღალდი № 2; ბეჭდვა მაღალი;
გარნიტურა ვენური; პირობითი საბეჭდი თაბახი 24,0;
საღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 18,4;
ტირაჟი 1000; შეკვეთა № 925;

ფასი სახელშეკრულებო.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, დ. გამრეკელის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Д. Гамрекели, 19

საქართველოს მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, დ. გამრეკელის ქ., 19
Типография АН Грузии, Тбилиси, 380060, ул. Д. Гамрекели, 19