

$$y = \frac{a(1-e^2)\sin\varphi}{\sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}} \quad (8)$$

Tu je e prvi brojni ekscentricitet (4). Polumjer zakrivljenosti po meridijanu M izračunava se iz općeg izraza za zakrivljenost, pa je

$$M = \frac{a(1-e^2)}{(1-e^2\sin^2\varphi)^{3/2}} \quad (9)$$

Budući da je $r = x$ polumjer paralele (sl. 7), polumjer zakrivljenosti N bit će:

$$N = \frac{r}{\cos\varphi} = \frac{a}{\sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}} \quad (10)$$

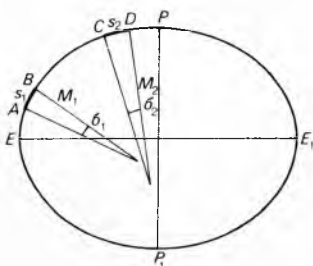
Veličine M i N , dakle, funkcije su geografske širine φ .

Parametre Zemljinog elipsoida može se najjednostavnije izračunati iz rezultata dvaju mjerenja. Uzduž nekog meridijana (sl. 9) odaberu se dva luka, jedan bliže ekvatoru, drugi bliže polu. U krajnjim točkama tih lukova AB i CD astronomskim mjerenjima odrede se geografske širine. Razlike geografskih širina A i B daju središnji kut σ_1 , a C i D središnji kut σ_2 . Svaki od tih malih lukova može se smatrati lukom kruga. Srednja geografska širina između točaka A i B označi se sa φ_1 , a ona između C i D sa φ_2 . Geodetskim mjerenjima odrede se duljine s_1 i s_2 . Vrijednost se polumjera zakrivljenosti M_1 i M_2 koje odgovaraju geografskim širinama φ_1 i φ_2 mogu sad lako izračunati (sl. 9) iz formula

$$M_1 = \frac{s_1}{\sigma_1''}, \quad (11)$$

$$M_2 = \frac{s_2}{\sigma_2''}. \quad (12)$$

Ako se za M_1 i M_2 uvrste vrijednosti prema relaciji (9), dobivaju se dvije jednadžbe iz kojih se izračunavaju nepoznanice a i e^2 . U formulama (11) i (12) $q'' = 206264''$, to je kut koji odgovara luku kruga dužine 1 polumjera 1, služi za prelaz iz kutne u analitičke — lučne mjere. Budući da su σ i q u sekundama, M se dobiva u metrima kao što je i s . Duljina male osi izračuna se iz formule $b = a\sqrt{1-e^2}$, koja slijedi iz (4).



Sl. 9. Određivanje parametara Zemljinog elipsoida

Danas ima sve više i više takvih mjerenja u različitim krajevima Zemlje, po meridijanima, paralelama i povoljnom azimutu, pa se dobivaju sve točniji i točniji parametri i sve točnije dimenzije Zemljinog elipsoida.

U Jugoslaviji se još uvijek, također u mnogim državama srednje Evrope, upotrebljavaju dimenzije koje je dao F. W. Bessel (1841) na temelju brojnih mjerenja

$$a = 6377397,15500 \text{ m}, \quad b = 6356078,96325 \text{ m}, \\ \mu = 1/29915281285.$$

Geodetsko-geofizička unija razmatra te probleme i preporuča sve novije i točnije dimenzije. Zbog boljeg uvida u točnost tih vrijednosti iznosi se nekoliko novijih parametara elipsoida.

J. F. Hayford (SAD) je postavljanjem mreže osnovnih točaka, upotrijebivši neke već ranije poznate podatke, dobio za $a = 6378388 \text{ m}$, a za spljoštenost $\mu = 1/297$.

Te su vrijednosti 1924. godine u Madridu, na Kongresu Međunarodne geodetsko-geofizičke unije primljene kao internacionalne i preporučene za upotrebu. Mjerenja radi određivanja položaja osnovnih točaka koja su izvršena u SSSR pred drugi svjetski rat u obliku lanaca trokuta postavljenih sjever—jug i istok—zapad, obuhvaćaju cijeli teritorij SSSR. Iz tih mjerenja F. N. Krasovski je odredio 1942. godine parametre Zemljinog elipsoida:

$$a = 6378245 \text{ m}, \quad \mu = 1/298,3.$$

Na takvom elipsoidu izračunate su sve osnovne točke u SSSR. Međunarodna geodetsko-geofizička unija na kongresu u Lozani 1967. godine preporučila je slijedeće parametre:

$$a = 6378198 \text{ m}, \quad \mu = 1/298,3.$$

Da bi se racionalno mogao koristiti bilo koji Zemljin elipsoid za bilo kakvo računanje, potrebno ga je detaljnije razraditi.

Kako su M , N , $W = \sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}$, r , R_s (srednji polumjer zakrivljenosti $= \sqrt{MN}$) i L (duljina luka meridijana L od ekvatora do bilo koje širine φ) funkcije geografske širine φ , potrebno je prethodno izračunati vrijednosti tih veličina za pojedine širine φ dovoljno gusto (npr. za svaku minutu) i unijeti ih u tablice.

LIT.: Aristotel, Metafizika, knjiga 2. — F. Ritschl, Vermessung des römischen Reiches unter Augustus, Frankfurt a/M 1842. — Ed. Biot, Tcheou-Li on rites de Tcheou, Paris 1851. — H. Schöne, Heronis Aleksandrini opera quae supersunt omnia, Leipzig 1903. — B. Meisner, Babilon und Assurien, Heidelberg 1925. — L. Borchardt, Längen und Richtungen der vier Grundkanten der grossen Pyramide bei Gise, Berlin 1926. — S. Gandz, The origin of angle geometry, 1928. — A. Rey, La science orientale avant les Grecs, Paris 1930. — F. M. Feldhaus, Die Technik d. Antike u. d. Mittelalters, Berlin 1931. — F. Schmidt, Geschichte der Geodät. Instr., 1935.

N. Čubramić

GEOFIZIKA, znanost koja proučava fizikalne pojave Zemlje, u biti kombinacija fizike i geologije. Ona može biti opća i primijenjena. Općom geofizikom naziva se grupa znanosti kao što su meteorologija, oceanografija, vulkanologija i dr. Primijenjena geofizika obuhvaća fizikalna mjerenja kojima se proučavaju geološki objekti pod zemljom, u prvom redu ležišta čvrstih mineralnih sirovina, strukture povoljne za akumulaciju nafte, vodonosni slojevi i sl.

Primijenjena geofizika služi se različitim geofizičkim metodama koje se nazivaju prema fizikalnim pojavama na kojima se te metode temelje. Razlikuju se metode koje se ograničavaju na mjerenja prirodnih fizikalnih pojava u Zemlji i metode koje u Zemlji mjere umjetno izazvane fizikalne promjene.

Geofizičke metode

Gravimetrija je metoda mjerenja promjena Zemljina privlačenja — gravitacije. Izmjerena promjena gravitacije znači promjenu gustoće u podzemlju, a to može pokazivati na postojanje naftonosnih struktura, rudnih tijela, rasjednih zona itd.

Magnetometrija je metoda mjerenja promjena Zemljina magnetskog polja. Te su promjene uzrokovane promjenama magnetičnosti stijena u podzemlju, a to opet može upozoravati na prisutnost rudnih ležišta, naftonosnih struktura, drugih vrsta stijena itd.

Seizmika se bavi proučavanjem širenja seizmičkih valova pobuđenih eksplozijama, udaranjem čekićem, bacanjem utega ili vibratorima. **Reflektivna seizmika** proučava valove reflektirane od nekih slojeva u podzemlju, i to je danas najviše primjenjivana metoda za istraživanje nafte i plina. **Refrakcijska seizmika** proučava valove koji se lome (refraktiraju) u podzemlju, a primjenjuje se najviše za istraživanje na manjim dubinama (nekoliko desetaka metara) za potrebe inženjerske geologije, hidrogeologije, za ispitivanje aluvijalnih naplavina i sl., a rjeđe se primjenjuje za istraživanje nafte i duboke Zemljine kore.

Geoelektrične metode obuhvaćaju brojne postupke, od kojih neki primjenjuju prirodne električne napone i polja, a drugi se služe umjetno prouzrokovanim naponima i poljima. Metoda

prividnog električnog otpora upotrebljava se najviše za istraživanje vode, inducirana polarizacija za istraživanje raspršenih sulfida, elektromagnetske metode za istraživanje koncentriranih sulfida, isto kao i metoda vlastitog potencijala. Za duboka strukturna istraživanja primjenjuju se *telurska* i *magnetotelurska* metoda.

Radioaktivne metode sastoje se u mjerenju povišenog iznosa radioaktivnog zračenja i primjenjuju se za istraživanje radioaktivnih ruda.

Geotermika se osniva na mjerenju temperature na površini Zemlje ili u bušotinama. Svrha je pronalaženje izvora geotermijske energije, termalne vode općenito ili rješavanje nekih inženjerskegeoloških problema.

Geofizička mjerenja mogu se obavljati na čvrstom tlu, na vodi ili pod vodom, u zraku, u svemirskom prostoru, u podzemnim rudničkim prostorima ili u bušotinama.

Primjene geofizičkih istraživanja

Istraživanje nafte i plina. Najvažnija je metoda za istraživanje nafte i plina reflektivna seizmika, zatim gravimetrija, magnetometrija, refrakcijska seizmika i geoelektrika. Važnost je geofizičkih metoda za istraživanje nafte i plina velika, tako da se danas samo izuzetno neka naftna ili plinska ležišta istražuju bez primjene geofizičkih metoda.

Istraživanje vode. Najviše se primjenjuje metoda električnog otpora, zatim refrakcijska seizmika, u manjoj mjeri druge metode. Upotreba geofizike pri istraživanju vode naglo raste, pa se npr. računa da je 1974. do 1975. opseg njene primjene na Zapadu povećan za osam puta. U SSSR je posljednjih godina također zabilježen velik porast upotrebe geofizičkih metoda pri istraživanju vode.

Istraživanje ruda. Primjenjuju se različite geofizičke metode, vrlo često i kombinacija više metoda. Koncentrirani, tzv. *masivni* sulfidi obično se istražuju elektromagnetskim metodama, a raspršeni sulfidi, dakle, niske koncentracije, metodom inducirane polarizacije. Aluvijalne naplavine plemenitih i drugih metala istražuju se refrakcijskom seizmikom i metodom električnog otpora. Kromit, barit, željezne rude i općenito metalne rude istražuju se gravimetrijom, a magnetit i neke druge magnetične rude magnetometrijom. Sedimentne rude istražuju se gravimetrijom, geoelektrikom i seizmikom.

Inženjerskegeološki problemi obično se rješavaju seizmičkim i geoelektričnim metodama.

Geološko kartiranje, naročito u terenima pokrivenim mladim nanosima, može se upotpuniti geofizičkim metodama: mjerenjem radioaktivnog zračenja, geoelektričnim metodama, magnetometrijom, gravimetrijom. Za kartiranje tektonike najviše se primjenjuju gravimetrija i magnetometrija te seizmika.

Pronalaženje predmeta ili istraživanje promjena koje je u Zemljinoj kori učinio čovjek obavlja se također geofizičkim instrumentima. To su istraživanje podzemnih prostorija (gravimetrija), arheoloških nalaza (magnetometrija), zakopanih metalnih mina i bombi (elektromagnetska metoda), te potonulih brodova (magnetometrija).

Upadljiva zbivanja u Zemljinoj kori, kao što su npr. zemljotresi, svakako su već odavno bili i predmet proučavanja a ne samo straha, pa je vrlo vjerojatno da je seizmologija jedna od prvih grana primijenjene geofizike. Isto tako može se pretpostaviti da su magnetske pojave proučavane već odavno, jer je već 1630. u Švedskoj objavljen pravilnik o školovanju stručnjaka za magnetsko istraživanje željeznih ruda. Za tu se svrhu od 1870. primjenjuju relativno brzi i precizni Thalen-Tibergovi magnetometri, a od 1915. kad su se pojavile Schmidtove magnetske vage, geomagnetska istraživanja proširuju se i na neželjezne rude i naftne strukture. U toku drugoga svjetskog rata konstruirani su prvi precizni aeromagnetometri, a još kasnije protonski i drugi elektronski magnetometri.

Druge geofizičke metode počele su se primjenjivati mnogo kasnije. Prvi gravimetrijski instrument, torzijsku vagu, konstruirao je mađarski fizičar Ronald Eötvös već 1880, ali za geodetske svrhe. Ipak, ona se upotrebljavala i za istraživanje ruda i nafte od 1915. do 1950, a tada je zamijenjena praktič-

nijim gravimetrom. Kasnije je razvijen i gravimetar za mjerenje na morskome dnu, a od 1960. gravimetar za mjerenje na brodu u pokretu.

Od geoelektričkih metoda najstarija je metoda vlastitog potencijala, primijenjena već 1830. za istraživanje bakarnih ruda u Cornwallu. Mnogo kasnije došle su u upotrebu metoda otpora i elektromagnetske metode, a tek nakon drugoga svjetskog rata inducirana polarizacija, aeroelektromagnetske i magnetotelurske metode.

Pokušaji u prvome svjetskom ratu, da se položaj topova odredi mjerenjem nailaska elastičnih valova proizvedenih trzajima pri ispaljivanju, doveli su do razvoja refrakcijske seizmičke metode. Refleksijska seizmika razvijena je između dva svjetska rata, ali najbitnija usavršenja te metode provedena su nakon 1960. godine uvođenjem digitalne registracije i elektroničke obrade.

Mjerenja radioaktivnosti dobila su najveći zamah iza drugoga svjetskog rata razvojem atomske energije i atomskog oružja.

GRAVIMETRIJSKE METODE

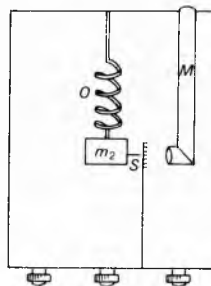
Gravimetrijskom geofizičkom metodom mjere se u principu lateralne promjene Zemljina privlačenja uzrokovane promjenama gustoće u Zemljinoj kori, i to relativno blizu površine. Mnoge geološke strukture važne pri istraživanju nafte uzrokuju poremećenja u normalnoj raspodjeli gustoće u Zemlji i time stvaraju tzv. anomalije u Zemljinoj gravimetrijskom polju. Takve anomalije mogu biti vrlo malene u usporedbi s ukupnom silom Zemljina privlačenja, u nekim slučajevima manje od 10^{-7} , pa su za mjerenje potrebni vrlo osjetljivi instrumenti. Gravimetrijske anomalije uzrokovane pojavama rudnih ležišta još su manje.

Gravimetrijsko istraživanje (v. *Gravimetrija*; v. *Gravitacija*) osniva se na Newtonovu zakonu da se dvije čestice mase m_1 i m_2 , vrlo malih u usporedbi s njihovom razdaljinom r , međusobno privlače silom

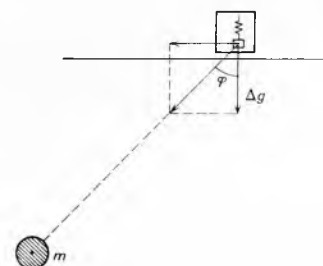
$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (1)$$

gdje je G konstanta gravitacije koja iznosi

$$G = 6,6720 (1 \pm 6 \cdot 10^{-4}) \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}.$$



SL 1. Princip djelovanja gravimetra. M mikroskop, m_2 masa gravimetra, O opruga, S skala



SL 2. Djelovanje mase m na anomaliju gravitacije Δg

Pri mjerenju instrumentom *gravimetrom* (sl. 1) m_2 je masa unutar instrumenta koja se svodi na jedinicu, tako da se u stvari ne mjeri sila privlačenja nego ubrzanje (akceleracija), i to komponenta ubrzanja u vertikalnom smjeru i naziva se ubrzanje slobodnog pada, ubrzanje zbog gravitacije ili kraće samo gravitacija.

Jedinica ubrzanja slobodnog pada u SI jest metar u sekundi na kvadrat (ms^{-2}). U praksi se još upotrebljava jedinica iz CGS-sustava $\text{gal} = 10^{-2} \text{ ms}^{-2}$ i njena decimalna jedinica miligal ($\text{mgal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$), koje su dopuštene za javnu upotrebu u SFRJ do 31. XII 1980, i to samo za ubrzanje slobodnog pada.

Masa čitave Zemlje uzrokuje određenu gravitaciju, ali za praktična istraživanja važna je promjena gravitacije Δg nastala

djelovanjem mase m . Ona je jednaka $\Delta g = G \frac{m}{r^2} \cos \varphi$ ili, budući da se razmatra beskonačno mala masa $dm = \Delta \rho dV$, bit će $\Delta g = G \frac{\Delta \rho dV}{r^2} \cos \varphi$ (sl. 2). Pri tom je dV volumen elementarne mase dm , a $\Delta \rho$ razlika gustoće te mase i okolišnog materijala u Zemljinoj kori.

Gravimetrijski instrumenti i oprema. Najviše upotrebljavani instrument u gravimetrijskim mjerenjima jeste *gravimetar*. Princip djelovanja je jednostavan (sl. 1). Na opruzi O visi tijelo mase m_2 koje će zauzeti određeni položaj djelovanjem sile teže koja je vuče naniže i opruge koja je vuče naviše. Mikroskopom se na skali može očitati visina mase m_2 . Na nekoj drugoj točki na Zemljinoj površini sila teže je druga i masa će se zaustaviti na drugoj visini. Na skali očitana razlika visina daje razliku sile teže.

Zapravo, konstrukcija je gravimetra mnogo kompliciranija, jer osim mikroskopa treba predvidjeti i druge, mehaničke uređaje da bi se i male promjene sile teže mogle zapaziti. Osim toga, postoje dodatni uređaji radi kompenzacije utjecaja temperature, tlaka zraka i drugih vanjskih djelovanja na instrument. Postoje i posebne konstrukcije gravimetara koji se u hermetički zatvorenom kućištu spuštaju na dno mora, a rezultati mjerenja telemetrijski, kabelom, šalju na brod. Drugi gravimetri postavljani su na brodu te u toku vožnje neprekidno registriraju vrijednost gravitacije. Točnost je mjerenja na brodu oko 100 puta manja od mjerenja na kopnu, ali se ipak mogu indicirati veliki strukturni oblici važni pri istraživanju nafte. Gravimetrijska mjerenja u avionu još su manje točna.

Modernim gravimetrom može se za 1–2 minute izmjeriti relativna vrijednost ubrzanja sile teže s točnošću 0,01–0,03 miligala. Uz to su ti instrumenti lagani (svega nekoliko kilograma) i lako prenosivi. Dok gravimetri još nisu bili tako usavršeni, upotrebljavale su se *torzijske vage*, ali zbog dugog trajanja mjerenja i drugih nedostataka njihova je upotreba praktički napuštena.

Gravimetrom se mjere relativne promjene ubrzanja sile teže od točke do točke, a apsolutne vrijednosti mjere se *njihalima* (v. *Gravimetrija*).

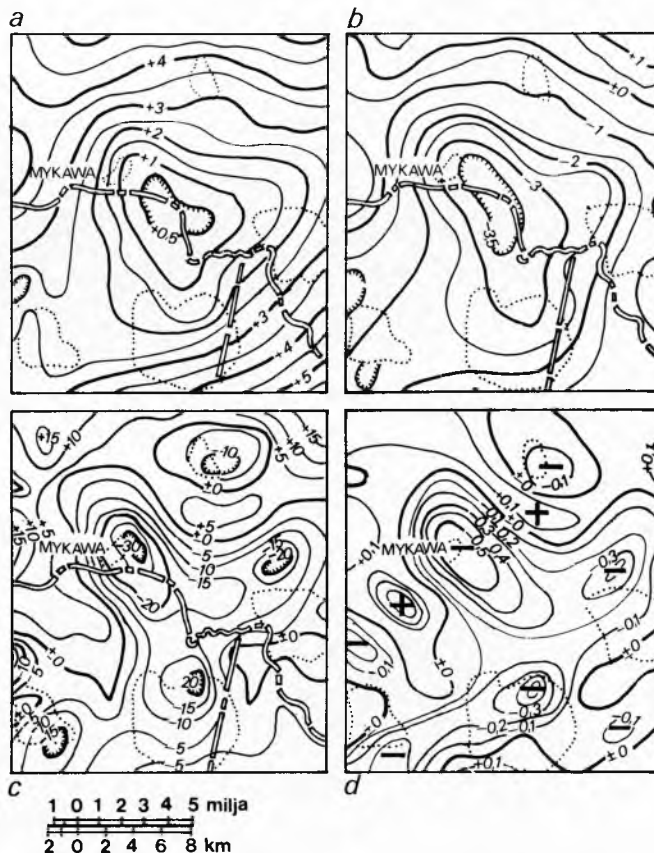
Gustoće stijena. Za ispravno tumačenje rezultata gravimetrijskih istraživanja potrebno je poznavati gustoće istraživanih stijena i mineralnih sirovina. Na uzorcima stijena s površine ili iz bušotina može se odrediti masa i obujam, a iz toga se izračuna gustoća. U bušotinama se gustoća može odrediti i mjerenjem apsorpcije γ -zraka, specijalnim gravimetrima koji se spuštaju u bušotinu, ili se može približno izračunati iz podataka o brzini v širenja seizmičkih valova prema empirijskoj relaciji $d = kv^{\frac{1}{4}}$, gdje je $k = 310 \text{ kg m}^{-3} (\text{m/s})^{-\frac{1}{4}}$.

Mjerenje gravimetrom i obrada podataka. Na kopnu se redom očitava na točkama koje su isključene i obilježene unaprijed, a obično su, geodetskim mjerenjima, unaprijed određene i pozicije i visine. Pri istraživanju nafte, točke se postavljaju na međusobnom razmaku 200–1000 m, a pri istraživanju čvrstih mineralnih sirovina 20–50 m. Razmak profila na kojima su točke poredane obično je nekoliko puta veći od razmaka među točkama. Prvo se, u vremenskim razmacima od nekoliko sati, izmjeri vrijednost ubrzanja sile teže na nekoj točki za koju je ta vrijednost već poznata iz ranijih mjerenja. Time se kontrolira ispravnost gravimetra. Nakon pretvaranja očitaka na skali u apsolutne jedinice, npr. u miligale, podaci se moraju korigirati za tzv. normalni porast ubrzanja sile teže od ekvatora prema polovima, za nadmorsku visinu, te za reljef okolišnog terena. Tako korigirani podaci unose se u kartu, a zatim se izvlače izolinije jednakih vrijednosti ubrzanja sile teže. Veći dio tih računanja danas se obavlja elektroničkim računalom.

Transformacija gravimetrijskih karata. Dobivena karta naziva se kartom *gravimetrijskih Bouguerovih anomalija* ili, kraće, *gravimetrijskom kartom*. Ponekad je ona dovoljna za zaključivanje da li se pod zemljom nalaze teške ili lake mase, ali često je potrebno na njoj provesti odgovarajuću transformaciju da bi se bolje ispoljila djelovanja onih masa i struktura koje su od prak-

tične važnosti. Neke od tih transformiranih karata još uvijek su gravimetrijske karte, samo oslobođene utjecaja posve dalekih ili dubokih masa; to su karte *gravimetrijskog reziduala*. S druge strane, karte prve vertikalne derivacije ne predstavljaju više gravimetrijsko djelovanje nego prirast gravimetrijskog djelovanja na vertikalnom putu od 1 cm. Karte druge derivacije predstavljaju prirast tog prirasta na vertikalnom putu od 1 cm. Matematička osnova za izradbu takvih karata vrlo je komplicirana, ali praktična je provedba jednostavna. Na kartu se nanese pravilna mreža točaka i za svaku točku izimaju se srednje vrijednosti gravitacije na određenim daljinama oko točke. Te se vrijednosti množe s odgovarajućim koeficijentima, pa zbroj tih pomnoženih vrijednosti daje iznos prve ili druge derivacije za svaku točku. Te se vrijednosti unose u novu kartu i izvlače nove izolinije. Obično se čitav račun, a često i interpolacija izolinija obavlja elektroničkim računalom.

Vjerojatno najjednostavnija metoda transformacije gravimetrijskih karata je izradba karata reziduala po metodi *centralne točke i jedne kružnice*. Račun se sastoji u oduzimanju srednje vrijednosti gravitacije od vrijednosti gravitacije u svakoj mjerenoj točki na kružnici određenog polumjera oko te točke. Polumjer pri istraživanju nafte (duboka istraživanja) iznosi 2–10 km, a pri istraživanju čvrstih mineralnih sirovina nekoliko desetaka do nekoliko stotina metara. Dobiveni rezultati izraženi su u istoj jedinici (miligalima) kao i originalne gravimetrijske karte, ali je dobivena karta gruba verzija karte druge derivacije.



Sl. 3. Gravimetrijske karte nad solnim čokovima. a Bouguerove anomalije, b rezidual-karta Elkins, c druga derivacija po Elkinsu, d rezidual-karta pri polumjeru računanja od 1,8 milja

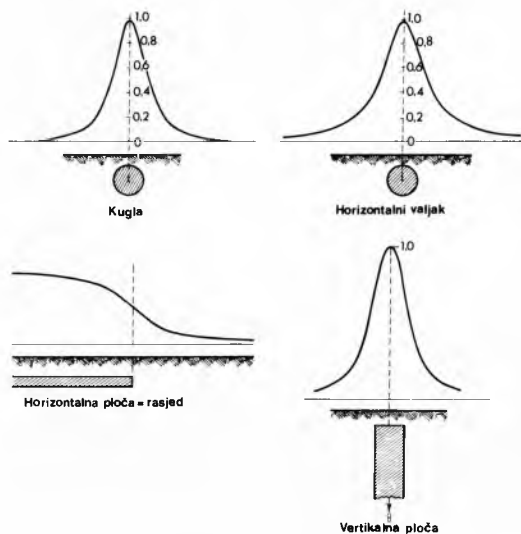
Sl. 3 prikazuje gravimetrijske karte nad područjem solnih čokova (kod mjesta Mykawa u SAD). Sol daje negativne anomalije, ali zbog kombiniranog gravimetrijskog djelovanja nekoliko solnih čokova dobiva se u gravimetrijskoj karti (a) umjesto posebnog minimuma nad svakim solnim čokom jedan veliki minimum u sredini između njih. U karti reziduala (b) ostaje u principu ista slika, jer očito rezidual nije bio računat na način prikladan za ovaj teren. U karti (c) druge derivacije

dobiva se nekoliko odijeljenih minimuma koji se prilično dobro podudaraju s pojavom solnih čokova, ali slična slika dobiva se i jednostavnim računanjem reziduala pomoću jednog kruga i centralne točke, ali uz dobro izabran polumjer kruga (u ovom slučaju 1,8 milja, sl. 3d).

Interpretacija gravimetrije. Kad bi stijene u podzemlju imale istu gustoću na velikom području, gravimetrijske točke imale bi istu vrijednost u središnjem dijelu takva područja, a karte derivacija i neke druge karte transformiranih veličina imale bi vrijednost nula. Promjene vrijednosti gravitacije pokazuju na pojavu stijena druge gustoće u podzemlju. Pri tom povećanje sile teže, dakle pozitivne anomalije pokazuju na postojanje podzemnih masa veće gustoće, a negativne anomalije na stijene manje gustoće. Svrha je interpretacije odrediti kojim geološkim materijalima odgovaraju te indicirane mase druge gustoće i dati neke informacije o položaju, dubini, pružanju i obliku tih masa.

Pri tom se često primjenjuje postupak usporedbe mjerenih anomalija s teoretski izračunatim anomalijama, za pojedine geometrijske oblike. Računa se pomoću osnovne formule za djelovanje elementa mase iz koje se integriranjem može izvesti formula za bilo koji pravilni geometrijski oblik. Tijela s djelovanjem koje se ne da izraziti jednostavnim matematičkim izrazom rastavljaju se na više elemenata, pa se njihova pojedinačna djelovanja sumiraju. To se obavlja grafički ili elektroničkim računalom.

Na sl. 4 dani su gravimetrijski profili koji mogu uzrokovati neka jednostavna geometrijska tijela. Geološka tijela u



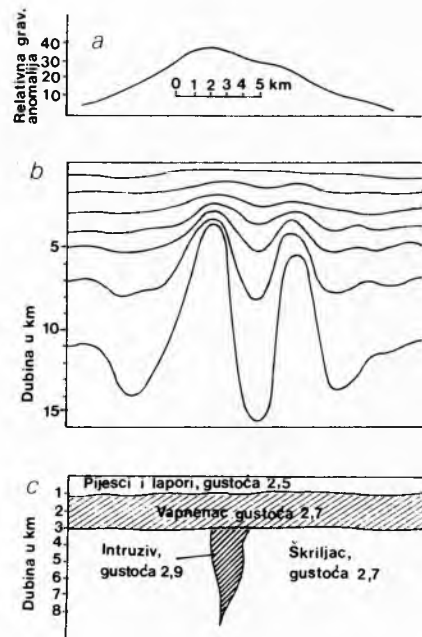
Sl. 4. Gravimetrijska djelovanja nekih jednostavnih tijela

prirodi nikada nisu posve pravilna, ali u praksi se često može aproksimirati rudna gromada s kuglom, izdužena antiklinala s valjkom, rasjed s pločom itd. Ako je tijelo na manjoj dubini, anomalija je oštija, tako da se iz oblika anomalije može odrediti i dubina, ali to samo ako je poznat oblik tijela.

Iako se za zadano tijelo lako može izračunati njegovo gravimetrijsko djelovanje, obratni zadatak, koji je u praksi važniji, naime iz mjerenih gravimetrijskih podataka izračunati raspored masa u podzemlju, ne može se jednoznačno riješiti. Na sl. 5 prikazan je takav primjer. Gravimetrijska anomalija ucrtana u gornjem dijelu slike može se objasniti bilo kojim od profila u srednjem dijelu. U svima njima razlika gustoće uzeta je 0,2, ali ako je promjena gustoće na većoj dubini, podzemni reljef je strmiji. U donjem dijelu dan je još jedan posve različit tip geološke strukture koji također daje posve istu gravimetrijsku anomaliju.

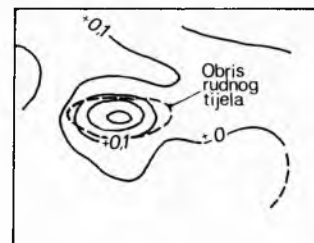
Primjena gravimetrije. Pri istraživanju nafte i plina gravimetrija se primjenjuje indirektno, tj. za pronalaženje struktura povoljnih za akumulaciju nafte. Gravimetrijska istraživanja

su za tu svrhu nekad bila glavna geofizička metoda, no poslije drugoga svjetskog rata njihova je upotreba dosta opala. Najveći dio terena perspektivnih za naftu uglavnom je premjeren, a za detaljnija istraživanja danas se daje prednost reflektivnoj seizmici. Gravimetrija se uglavnom uzima kao dopunska metoda uz seizmiku, da bi se seizmički rezultati mogli sigurnije interpretirati.



Sl. 5. Alternativna interpretacija gravimetrijske anomalije. a gravimetrijski profil, b konfiguracija površine kristalina koja odgovara anomaliji pri razlici gustoće $0,2 \text{ g cm}^{-3}$, c interpretacija anomalije

Pri istraživanju čvrstih mineralnih sirovina gravimetrijska metoda se ponekad primjenjuje za direktno indiciranje rudnih ležišta, a ponekad indirektno, tj. za otkrivanje struktura ili stijena za koje su takva ležišta vezana. Sl. 6 prikazuje gravimetrijsku kartu iznad kromitnih ležišta na Kubi. Maksimalni iznosi svega 0,3 miligala, što je dovoljno da ležište bude jasno indicirano, no često su u rudama anomalije još manje. Da bi se ležište moglo direktno indicirati, potrebno je da ono bude znatno veće ili manje gustoće od okolišne stijene, da ima dosta velike dimenzije i da ne leži pređuboko. Uz to su



Sl. 6. Gravimetrijska karta iznad ležišta kromita. Izolinije na svakih 0,1 miligala

direktnom gravimetrijskom istraživanju čvrstih mineralnih sirovina velika smetnja anomalije drugog podrijetla, npr. od promjene vrsta stijena, promjene debljine mlađih nanosa na površini itd. Zabilježena su uspješna direktna gravimetrijska istraživanja ležišta željeznih ruda, ugljena, sulfida, bakra, nikla, olova i cinka (pri sulfidima obično kao dopunska metoda uz geoelektirik), barita (sl. 3) i drugih sirovina.

Indirektna istraživanja primijenjena su za kartiranje sinklinala s ugljenim slojevima, za istraživanje zlata (u južnoj

Afriki utvrđena gravimetrijska anomalija pokazala je na uzdizanje starijih stijena veće gustoće, što je zlatonosne konglomerate izdiglo na ekonomsku dubinu, za istraživanje boksita, fosfata, kositra itd. U *geološkom kartiranju* gravimetrija pomaže pri ograničavanju eruptivnih masiva, kartiranju ultrabazičnih masiva, rasjeda itd. Pri hidrogeološkim i inženjersko-geološkim istraživanjima glavna je uloga gravimetrije u kartiranju rasjeda, a često i u određivanju iznosa spuštanja uz rasjed. Mikrogravimetrijom, tj. mjerenjem na manjim razmacima mogu se kartirati različite promjene stijena važne u inženjerskoj geologiji.

Od negeoloških primjena gravimetrije treba spomenuti istraživanje umjetno izrađenih podzemnih prostora za koje se poslije niza godina više ne raspolaže podacima.

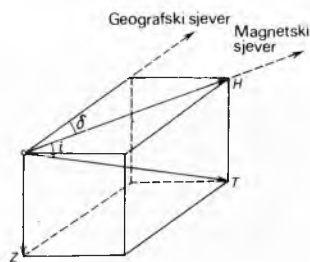
Ž. Zagorac

GEOMAGNETSKE METODE

Magnetometrija ili geomagnetska metoda primijenjena geofizike osniva se na mjerenju promjena intenziteta Zemljina magnetskog polja. Iz tih mjerenja izvode se zaključci o položaju, dubini, obliku i veličini magnetskih masa pod zemljom. Praktična je vrijednost tih rezultata u tome što magnetske mase ponekad direktno predstavljaju mineralne sirovine ili stijene od komercijalne vrijednosti, a ponekad su to stijene koje u nekim dijelovima sadrže takve sirovine. Ima slučajeva da su magnetske stijene u određenoj vezi s pojavom naftnih ležišta, a nekad te stijene imaju određenu važnost u inženjerskoj geologiji ili hidrogeologiji. U magnetometriji upotrebljava se izvan-sustavna jedinica za jakost magnetskog polja nazvana gama (γ), definirana kao: $\gamma = 10^{-5}$ Oe (oersteda), dakle

$$\gamma \approx 7,9577 \cdot 10^{-4} \text{ A m}^{-1}.$$

Magnetsko polje Zemlje. Zemljina kugla ponaša se kao veliki permanentni magnet kojega se polovi nalaze u blizini geografskih polova, ali ipak otprilike za 18° pomaknuti. Na magnetskim polovima slobodno obješena magnetska igla postavila bi se u vertikalni položaj, što znači da tu Zemljino magnetsko polje ima vertikalni smjer. Na magnetskom ekvatoru, koji prolazi u blizini geografskog ekvatora, taj je smjer horizontalan, a na ostalom dijelu Zemlje smjer polja mijenja se od horizontalnog do vertikalnog. Kut što ga smjer magnetskog polja zatvara s horizontalnom ravninom naziva se *inklinacija*; u našim krajevima ona iznosi oko 60° . Jakost magnetskog polja vektorska je veličina, dakle uz iznos ima i smjer, te se može rastaviti na horizontalnu i vertikalnu komponentu.



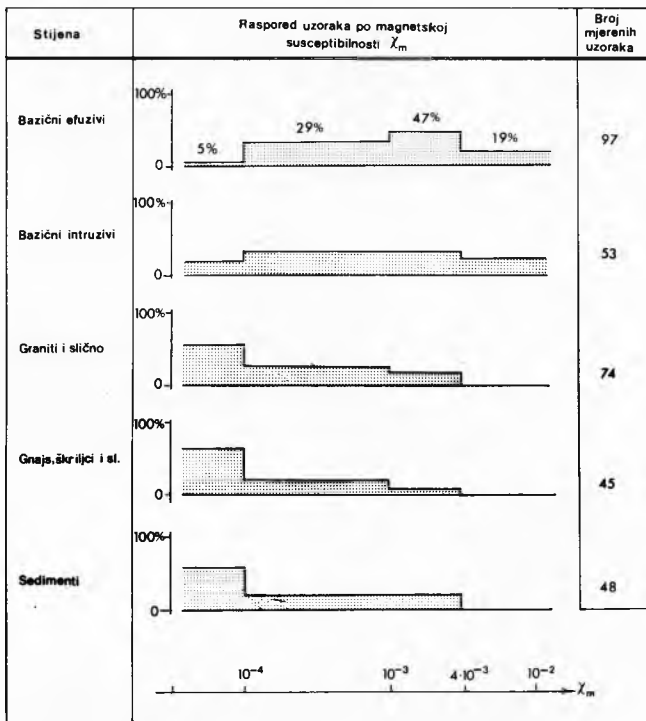
Sl. 7. Komponente magnetskog polja Zemlje. T smjer totalnog polja, δ deklinacija, H horizontalna komponenta, Z vertikalna komponenta, i inklinacija

Kut što ga horizontalna komponenta zatvara sa smjerom geografskog sjevera naziva se *deklinacija*. Sl. 7 prikazuje odnose tih veličina.

Postoje instrumenti i metode kojima se mjeri bilo veličina totalnog magnetskog polja, vertikalna ili horizontalna komponenta, deklinacija ili inklinacija. Pri istraživanju magnetskih sirovina i stijena u praksi se mjeri ili vertikalna komponenta ili iznos totalnog magnetskog polja. Obje ove veličine rastu od magnetskog ekvatora prema polovima; pozitivne su sjeverno, a negativne južno od ekvatora. Pri istraživanju se mjerni podaci obično korigiraju računski za taj *prirast normalnog Zemljina magnetskog polja*. Mjerene veličine (izražene u gamama) korigirane za promjene normalnog polja nazivaju se magnetske anomalije.

Magnetska svojstva stijena i ruda. Najvažnije magnetsko svojstvo stijena je susceptibilnost $\chi = \mu_r - 1$. Naročito veliku

susceptibilnost ima magnetit, $\chi \sim 0,3$. Zatim su jako magnetski minerali ilmenit i pirotin. Budući da je magnetit veoma raširen, naročito u magnetskim stijenama, magnetičnost tih stijena ovisi uglavnom o sadržaju magnetita. Sl. 8 prikazuje susceptibilnost statistički prikazanu za različite stijene.



Sl. 8. Grafički prikaz magnetičnosti stijena

Druge su željezne rude najčešće vrlo slabo magnetske, tako da postojanje magnetskih anomalija nipošto ne mora značiti prisutnost željezne rude u podzemlju. S druge strane, površinski sloj Zemlje vrlo je često magnetski, obično ne jako ali dovoljno da onemogući iskorištenje vrlo malih anomalija koje potječu od dubokih ili slabije magnetskih ruda.

Često se magnetska metoda primjenjuje pri istraživanju minerala koji sami po sebi nisu magnetski ali dolaze pomiješani s magnetskim mineralima, npr. zlato s magnetitom, bakarne i niklene rude s pirotinom i sl.

Geomagnetski instrumenti i mjerenja

Danas se pri terenskim magnetskim istraživanjima najviše upotrebljavaju protonski ili nuklearni magnetometri te magnetometri zasićenja. Prije 10 do 20 godina najviše se upotrebljavala magnetska vaga, a posljednjih godina pojavili su se neki veoma precizni magnetometri, ali se zbog visoke cijene i tehničkih problema u radu zasad još malo primjenjuju. Takvi su magnetometri koji se osnivaju na tzv. optičkom pumpanju i imaju točnost i do 0,01 game, a magnetometri koji se osnivaju na supravodljivosti na niskim temperaturama još i mnogo veću, ali se u praksi geomagnetskih istraživanja njihova upotreba nije udomačila.

Geomagnetska mjerenja na kopnu izvode se obično tako da se očitava na pojedinim točkama uzduž niza iskolčenih profila. U dobro prolaznim terenima može se mjeriti i iz automobila u pokretu.

Protonski magnetometar osniva se na činjenici da su protoni, dakle atomske jezgre vodika, minijturni magneti koji neprestano rotiraju oko svoje osi i pri tom se postavljaju u položaj diktiran smjerom vanjskog magnetskog polja u kojem se nalaze. Namota li se oko posude s vodom mnogo zavoja bakrene žice i pusti kroz njih električna struja, obrazovat će se umjetno magnetsko polje i atomske jezgre vodika u vodi

postaviti će se u smjer polja. Prekine li se dovod struje, vanjskog polja nestaje i protoni se vraćaju u smjer Zemljina magnetskog polja rotirajući uz precesiju, kutnom brzinom ovisnom o jakosti magnetskog polja u koje se vraćaju. Pri tom se u zavojnici inducira elektromotorna sila s frekvencijom ovisnom o jakosti polja u smjer kojega se protoni vraćaju. Prema tome, potrebno je samo dovoljno precizno izmjeriti frekvenciju te elektromotorne sile. Proces mjerenja inicira se pritiskom na električni prekidač, ostalo slijedi automatski: struja iz baterije prolazi kroz zavojnicu, za nekoliko sekundi se prekida, inducirana elektromotorna sila uzrokuje struju kroz istu zavojnicu koja dolazi u instrument, pojačava se, njena frekvencija se izmjeri, instrument iz nje preračuna vrijednost magnetskog polja i taj podatak zasvijetli na ekranu. Cio proces mjerenja traje nekoliko sekundi, a na rezultat praktički nema utjecaja ni temperatura, ni transport, pa čak instrument u toku mjerenja ne mora biti na miru. Mjeri se totalno magnetsko polje, i to apsolutni iznos s točnošću većom od 1%.

Magnetometar zasićenja osniva se na pojavi da se stvari ne mogu jače magnetizirati od nekog određenog iznosa, ma koliko jako bilo polje u kojem se one magnetiziraju. Neke stvari postizavaju to zasićenje već u normalnom Zemljinu magnetskom polju. Ako se dvije zavojnice s jezgrama od takvih stvari magnetiziraju izmjeničnom strujom, i to u suprotnom smjeru, uvijek će biti jače djelovanje na onu jezgru koju struja magnetizira u smjeru suprotnom od Zemljina polja, jer će ona druga biti u području zasićenja. Posljedica je da obje zavojnice zajedno daju rezultatni izmjenični napon s jakošću ovisnom o jakosti magnetskog polja. Instrument obično pokazuje na skali kazaljkom ili na ekranu svijetlećim brojkama direktno jakost magnetskog polja (u gamama), i to one komponente u smjer koje su postavljene zavojnice. Pri radu na zemlji, to je obično vertikalna komponenta jer je, pomoću libele i odgovarajućih kardanskih ležaja, instrument najlakše orijentirati vertikalno. Točnost takva instrumenta pri mjerenju iz ruke iznosi ~10%.

Magnetska vaga, za razliku od spomenutih dvaju uređaja, nije elektronički nego mehanički instrument. Njen glavni dio je magnet koji slobodno rotira oko horizontalne osovine, tako da na određenoj jakosti magnetskog polja poprimi određen položaj. Promjena magnetskog polja uzrokuje zakretanje magnet pa se mjere te male promjene položaja. Obično se mjeri vertikalna komponenta magnetskog polja, rjeđe horizontalna, a točnost u najboljem slučaju iznosi 2 game. Magnetska vaga je osjetljiva na temperaturne promjene i na potrese u transportu, a brzina mjerenja je mnogo manja od brzine elektroničkih magnetometara, uz približno jednaku nabavnu cijenu, tako da se danas malo upotrebljava.

Obrada magnetometrijskih rezultata sastoji se u prvom redu u korigiranju dnevne promjene magnetskog polja, zatim, u starijim instrumentima u pretvaranju očitaka u jedinicama gama: u novijim instrumentima već je očitak u gamama. Nakon korekcije za normalno polje, tj. za porast prema sjeveru, korigirane veličine unose se u kartu, pa se linije jednake vrijednosti te komponente magnetskog polja interpoliraju.

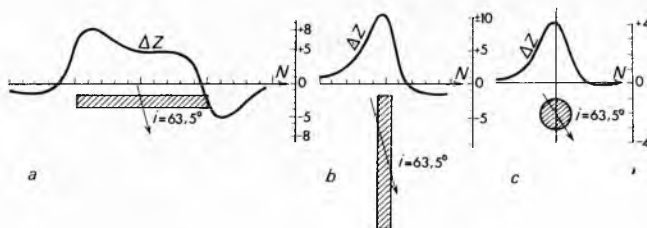
Transformacija geomagnetskih karata. Dobivene geomagnetske karte često se mogu direktno upotrijebiti za donošenje zaključaka o položaju magnetičnih stijena pod zemljom. No, tu često ima teškoća od kosog magnetiziranja, utjecaja masa sa strane itd. Da bi se ti utjecaji eliminirali ili oslabili, provodi se nekoliko vrsta transformacija geomagnetskih karata. U načelu one se sastoje u tome da se iz mjerene komponente preračunaju vrijednosti neke druge komponente ili funkcije magnetskog polja. Transformacija se izvodi tako da se na točkama u pravilnoj mreži s karata očitaju iznosi anomalija, množe odgovarajućim koeficijentima, zbrajaju, pa dobivene veličine unesu u novu kartu i nove izolinije interpoliraju. Koeficijenti se određuju na temelju kompliciranih matematičkih postupaka, a računski postupci redovito se obavljaju elektroničkim računalom.

Aeromagnetometrija i marinska magnetometrija. Pojava magnetometara zasićenja i, kasnije, protonskih i drugih magnetometara koji ne traže mirovanje instrumenta za vrijeme mjere-

nja omogućila je magnetska mjerenja u pokretu. Naročitu popularnost stekla su magnetska mjerenja iz aviona. Tu se uvijek mjeri totalno magnetsko polje. Pri mjerenju je registarator postavljen u kabinu aviona, dok se dio s detektorom mora udaljiti od magnetičnih dijelova aviona, i to ili postavljanjem u kutiju koja se vuče za avionom ili postavljanjem u rep ili na krila aviona. Ako je registarator u repu ili na krilu aviona, posebnim se kompenzacijskim magnetima smanjuje djelovanje magnetičnih dijelova aviona. Magnetska mjerenja iz aviona imaju određene prednosti. Mjerenje je znatno brže i jeftinije (za dovoljno velik teren), instrument je udaljen od površinskih smetnji kao što su tračnice, ograde, magnetična zemlja itd., mjeri se na pravcima, prolaznost terena nema nikakva značenja, podaci su potpuno kontinuirani, mjerenje je tako brzo da je dnevna promjena magnetskog polja unutar jedne anomalije vrlo mala. Loša je strana aeromagnetne metode visoka nabavna cijena aviona i visoki troškovi rada za mala područja, te smanjenje iznosa amplituda zbog visine aviona, što naročito dolazi u obzir pri istraživanju ležišta na malim dubinama ispod Zemljine površine. Ponekad se mjeri iz helikoptera, koji može letjeti i posve blizu površine. Nedostatak je visoka cijena rada helikoptera.

Na moru se često mjeri s broda, pri čemu su uređaji za registriranje na brodu, a magnetski osjetljivi element vuče se za brodom dovoljno daleko od magnetskog djelovanja broda. Magnetska mjerenja na moru često se obavljaju istodobno sa seizmičkim mjerenjima, što daje seizmičkim rezultatima dodatnu informaciju, gotovo bez povećanja troškova.

Interpretacija. Interpretacija ili tumačenje uzroka geomagnetskih anomalija ponekad je posve jednostavna, ali može biti i vrlo komplicirana. Ako se u relativno nemagnetičnoj sredini javlja izolirana magnetična stijena ili ležište male širine, ali tako da su te pojave magnetizirane u smjeru sadašnjeg Zemljina magnetskog polja, nije teško odrediti njihov položaj, pa i dubinu. Zbog inklinacija od ~60° u našim krajevima magnetična stijena nalazi se malo pomaknuta na sjever od maksimuma pozitivne magnetske anomalije (sl. 9), u sjevernim krajevima maksimum je gotovo nad masom, a u ekvatorijalnim krajevima određivanje položaja mase postaje teže. Ako je magnetično tijelo velike širine s obzirom na dubinu, maksimum se javlja ne nad središtem nego u blizini ruba mase, a u sjevernoj hemisferi naročito uz južni rub (sl. 9). Da bi se odredili položaj i dubina magnetičnog tijela, obično se mjerene magnetske anomalije uspoređuju s teoretski računatima za različite geometrijske oblike. Sl. 9 prikazuje nekoliko takvih teoretskih



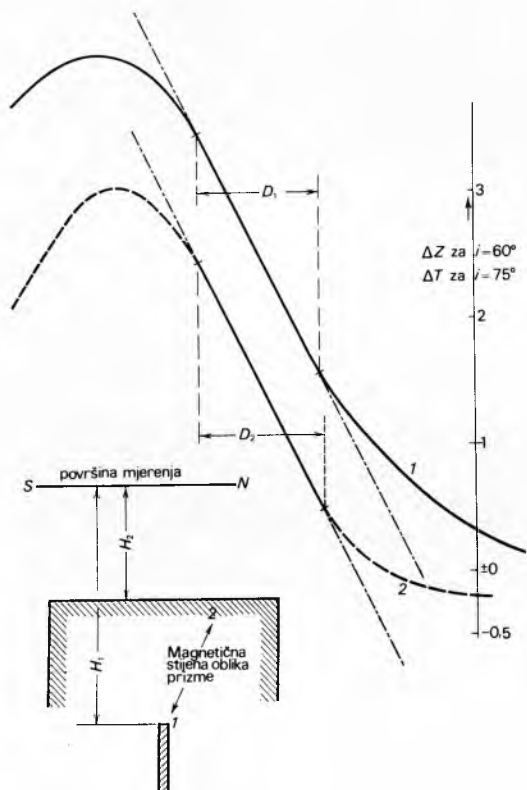
Sl. 9. Teoretske anomalije vertikalne komponente magnetskog polja za razne geometrijske oblike pri inklinaciji od 63,5° (srednja Evropa)

anomalija. Tipično je da je za plitke uzročnike anomalija oštra, a za duboke blagozakrivljena. Za mjeru *oštrine anomalije* mogu poslužiti neke karakteristične točke na krivulji, tako npr. za anomaliju uzrokovanu izduženom širokom pravokutnom prizmom dubina gornje površine u prosjeku je jednaka horizontalnom razmaku točaka u kojima se tangenta po najvećem nagibu krivulje odvaja od krivulje, dakle dubina je jednaka širini najvećeg nagiba, ali za prizmu male širine može biti i do dva puta veća, već prema odnosu širine i dubine (sl. 10).

Teoretske magnetske anomalije za pravilne geometrijske oblike mogu se izraziti jednostavnim matematičkim formulama i jednostavno izračunati. Za oblike s utjecajima koji se ne mogu izraziti jednostavnim formulama, teoretske anomalije mogu se odrediti tako da se tijela rastave na više manjih elemenata

i tada zbroje njihova pojedinačna djelovanja. To se obično radi grafičkim metodama ili uz pomoć elektroničkih računala.

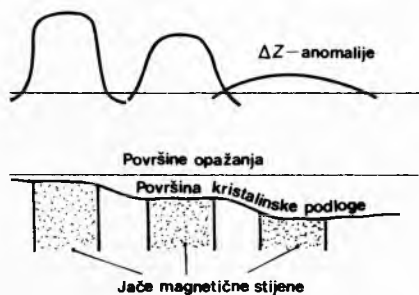
Računanje teoretskih magnetskih anomalija za zadane ili pretpostavljene oblike magnetičnih stijena manje-više je jednostavan, a najčešće jednoznačan zadatak. Rekonstrukcija položaja oblika i dubine magnetične stijene iz mjerenih podataka, naprotiv, kompliciran je zadatak. Posve identične magnetske anomalije mogu biti uzrokovane, npr., blagozaobljenom lećom na maloj dubini, ili pak vertikalnom prizmom na većoj dubini, štoviše jednaku anomaliju mogu uzrokovati dva odijeljena magnetična tijela na većoj dubini kao i jedno na manjoj dubini. Prema tome, za detaljnije tumačenje geomagnetskih rezultata potrebno je ili znati oblik magnetične mase, ili njenu dubinu iz nekih drugih podataka. Vrlo se često može pretpostaviti oblik takve stijene iz geološke vjerojatnosti i iskustva s drugih terena.



Sl. 10. Određivanje dubine metodom Vacquier et al. za izduženu magnetsku prizmu: 1 usku i jako magnetičnu, 2 široku i slabije magnetičnu

Primjena magnetometrije

Pri istraživanju nafte dešava se da proboji magmatskih stijena naboraju iznad sebe sedimente, nafta se onda može skupiti u antiklinalama iznad takvih prodora i naftno ležište

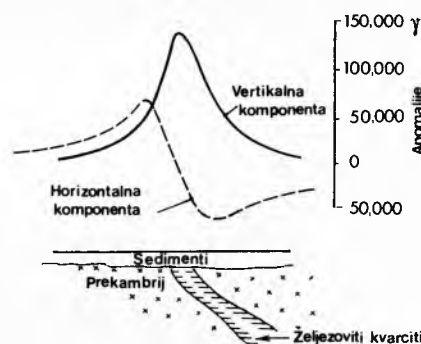


Sl. 11. Promjena karaktera anomalija vertikalne komponente magnetskog polja s dubinom magnetične stijene

se indicira indirektno magnetskom anomalijom koju uzrokuje prodor eruptiva.

Drugi je način primjene magnetometrije pri istraživanju nafte određivanje dubine magnetičnih stijena kristalaste podloge. Sedimentne su stijene praktički nemagnetične, tek u kristalastoj podlozi javljaju se proboji magnetičnih magmatskih stijena. Njihov oblik može se aproksimirati pravokutnim prizmama vertikalnih strana i horizontalne gornje površine. Uz takvu pretpostavku i uz odgovarajuće ocjene odnosa širine i dubine prizmi može se izračunati dubina u prosjeku sa 10...20% točnosti. Dubina kristalaste podloge je isto što i debljina sedimenta i može poslužiti za ocjenu da li je u nekom području uopće vjerojatna pojava nafte i plina (sl. 11).

U direktnom istraživanju mineralnih sirovina magnetometrija se mnogo upotrebljava pri istraživanju ležišta magnetita, piritina i ilmenita, te minerala koji dolaze zajedno s ovima. Sl. 12 prikazuje, kao primjer, geomagnetske profile preko željeznog rudišta (kod Kurska u SSSR). Uspješna upotreba magnetske metode zabilježena je i u nekim slučajevima pri istraživanju zlata u aluvijalnim naplavinama, gdje uz zrnca zlata dolaze i zrnca magnetita, zatim pri istraživanju jače magnetičnih varijeteta hematita, boksita, kromita, manganske rude, te kamene soli (sol ima negativni susceptibilitet).



Sl. 12. Magnetske anomalije iznad jako magnetičnog željeznog rudišta (Kursk u SSSR)

Indirektno istraživanje mineralnih sirovina magnetskom metodom osniva se na pojavi da se rudna ležišta često javljaju unutar određenih tipova magmatskih stijena ili na kontaktima tih stijena. Budući da su različite magmatske stijene često i različite magnetičnosti, položaji tih stijena i njihovi kontakti mogu se kartirati magnetskom metodom. U nekim zemljama premjereno je za tu svrhu aeromagnetskim profilima u razmacima od 0,5 ili 1 km više stotina tisuća kvadratnih kilometara, a zatim je na utvrđenim tisućama magnetskih anomalija ispitivano drugim geofizičkim, geokemijskim i drugim eksploracijskim metodama da li su za njih vezane neke pojave korisnih minerala.

U inženjerskoj geologiji i pri istraživanju vode magnetska metoda se manje upotrebljava, ali ima slučajeva da su magnetične stijene, npr. bazalti i periodotiti, ili šupljikave ili veoma razlomljene i da u šupljinama sadrže vodu. Ponekad su pak magnetični eruptivi nepropusni za vodu i na kontaktu s poroznim nemagnetičnim sedimentima obrazuju barijere i akumulacije vode u podzemlju, a katkad su uz proboje magnetičnih eruptiva nastale kontaktne stijene loših mehaničkih svojstava. U svim tim slučajevima, magnetometrija može biti veoma korisna.

Magnetometrija se primjenjuje i kao pomoćna metoda pri geološkom kartiranju, kad treba utvrditi kontakte magnetičnih i drugih stijena a na površini nisu vidljivi, jer su pokriveni zemljom, vegetacijom ili drugim pokrovom.

Magnetometrija se primjenjuje i pri tzv. negeološkom istraživanju. Tipičan su primjer za to istraživanja u arheologiji, zatim traženje unesrećenih pod snijegom (obično imaju kod sebe željezni predmet), traženje zakopanih ili uzidanih željeznih predmeta (uključivo bombi, mina, oružja, željeznih sanduka s

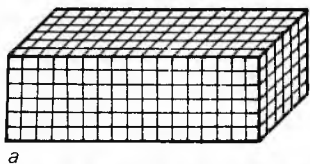
blagom itd.), zatim podmornica, potonulih brodova ili željeznih predmeta na dnu mora.

Ž. Zagorac

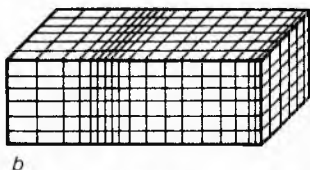
SEIZMIČKE METODE

Pri geofizičkom istraživanju ovim metodama iskorišćuje se pojava širenja kroz stijene umjetno proizvedenih elastičnih valova koji se zovu seizmički valovi. U teoriji širenja seizmičkih valova pretpostavlja se da je stijena homogena i izotropna, tj. da njeni najmanji elementi imaju jednaka svojstva kao i cijela masa, te da su ta svojstva u svim smjerovima jednaka. Te dvije pretpostavke nisu nikada u potpunosti ostvarene, ali se odstupanja mogu najčešće zanemariti prilikom seizmičkih istraživanja.

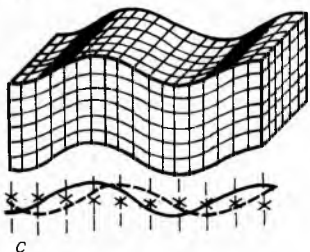
Nastanak i širenje valova. Nastanak i širenje seizmičkih valova tumači se teorijom elastičnosti. Postoje dvije vrste elementarnih deformacija koje homogeno izotropno tijelo može pretrpjeti zbog djelovanja vanjskih sila. Jedna je deformacija volumena (kontrakcija ili rastezanje), a druga je deformacija oblika, gdje kvadratne plohe kocke dobivaju oblik rombova, a da elementarna geometrijska čestica ne promijeni svoj volumen. Sve elastične deformacije mogu se rastaviti na ove dvije komponente. Deformacije volumena i deformacije oblika prenose se u sredstvu odvojeno jedna od druge različitim brzinama. Deformacija volumena prenosi se većom brzinom, pa valovi koji je prenose stižu uvijek prvi od izvora vala do svake točke u sredstvu, a njihova se brzina označuje sa v_p (od primum *prvi*). Ovi se valovi zovu *longitudinalni*, jer čestice sredstva titraju u smjeru širenja vala (sl. 13b). Val kojim se prenosi deformacija oblika širi se manjom brzinom, označuje se sa v_s (od secundum *drugi*). Čestice sredstva titraju u ovom slučaju okomito na smjer širenja vala pa se ovi valovi zovu *transverzalni* (sl. 13c). U tekućinama nema transversalnih valova jer je u njima deformacija oblika nemoguća.



a



b



c

Sl. 13. Širenje valova elastičnih deformacija. a sredstvo u mirovanju, bez djelovanja elastičnih sila, b širenje longitudinalnog vala, c širenje transversalnog vala

Osim navedenih tipova valova, postoje još i tzv. Rayleighovi i Loveovi valovi koji nastaju kombiniranim širenjem elastičnih deformacija unutar tankih slojeva ili uzduž granice dvaju sredstava različitih elastičnih svojstava. Do sada su ovi valovi redovno smatrani smetnjama jer se nisu primjenjivali pri istraživanjima, a smetali su registriranju oscilacije upotrijebljenih valova. Danas se i oni počinju primjenjivati, naročito

pri istraživanju ugljena, i to zbog njihova svojstva da se šire u ograničenom prostoru, tj. samo unutar sloja manje brzine.

Pomoću osnovnih elastičnih konstanti, Youngova modula i Poissonova broja, mogu se izraziti formule za brzinu širenja seizmičkih valova u nekom sredstvu:

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho(1+\mu)(1-2\mu)}} \quad (1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1+\mu)}} \quad (2)$$

gdje je ρ gustoća, E Youngov modul, a μ Poissonov broj.

Iz tih formula proizlazi da v_s mora biti manje od v_p . Omjer se najčešće približava vrijednosti $v_p/v_s \sim \sqrt{3}$. Vidi se da porast gustoće djeluje, prema formuli, u smjeru smanjivanja brzine. Međutim, u praksi je redovno obrnuto. S povećanjem ρ dolazi i do povećanja vrijednosti E koja potpuno kompenzira utjecaj povećanja gustoće.

Tablica 1
BRZINE ELASTIČNIH VALOVA

Stijena	Brzina longitudinalnih valova v_p kms ⁻¹	Omjer brzine longitudinalnih valova v_p i transversalnih valova v_s $k = \frac{v_p}{v_s}$
Granit	4,0...5,7	1,69...2,16
Bazalt	4,5...6,0	1,86
Vapnenac (kompaktan)	5,9...7,0	1,95
Anhidrit	4,5...6,5	1,87
Lapor	2,0...3,5	2,5
Pješčenjak (mekan)	1,5...2,5	2,52
Pješčenjak (kompaktan)	1,8...4,0	
Glina	1,2...2,5	2,5
Pijesak (zavodnjen)	0,2...1,8	3,6
Pijesak (suhi)	0,1...0,6	

U tabl. 1 dane su orijentacijske vrijednosti brzina longitudinalnih valova i faktora $k = v_p/v_s$ za neke stijene prema podacima terenskih mjerenja.

Osim specijalnih primjena u inženjerskoj geofizici, većinom se primjenjuju longitudinalni valovi. Razlog je u tome što oni imaju veću brzinu i što im je koeficijent prigušenja u stijenama manji, odnosno intenzitet signala opada s daljinom sporije nego kod transversalnih valova. Zbog toga će se u daljem tekstu sva razmatranja, ako nešto drugo nije izričito naglašeno, odnositi na longitudinalne valove.

Elastična deformacija u stijenama namijenjena ispitivanjima, najčešće se prouzrokuje eksplozijom. Zato se mjesto izvora elastične deformacije redovno naziva *točkom paljenja*.

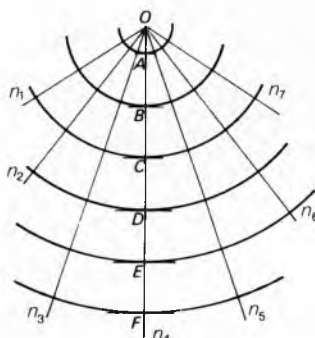
Refleksija i refrakcija valova. Refleksija i refrakcija valova mogu se tumačiti geometrijski (analogno kao u geometrijskoj optici). Dva osnovna termina u seizmičkoj geometriji jesu *fronta vala* i *seizmička zraka*. Fronta vala je ploha u prostoru do koje je seizmički val stigao istodobno. U izotropnom homogenom sredstvu, fronte vala predstavljaju koncentrične kugle, odnosno u presjeku koncentrične kružnice opisane oko točke paljenja (sl. 14). Seizmička zraka je linija koja polazi iz točke paljenja i okomita je na svakoj koncentrično opisanoj fronti vala. U izotropnom i homogenom sredstvu seizmičke su zrake pravci.

Osnovni zakoni za geometrijske konstrukcije fronte vala i seizmičkih zraka mogu se izraziti na slijedeći način: a) svaka točka sredstva pobuđena seizmičkim valom postaje i sama izvor vala iz koje se seizmičke zrake šire na sve strane (sl. 15) (Huygensov zakon); b) prilikom refleksije na granici dvaju sredstava različitih seizmičkih svojstava kut odraza jednak je kutu

upada seizmičke zrake (zakon refleksije); c) na granici dvaju sredstava različitih brzina, prve s brzinom v_1 i druge s brzinom v_2 , seizmička zraka lomi se prema formuli:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{v_1}{v_2}, \quad (3)$$

gdje je α upadni kut zrake, a β izlazni (prijelomni) kut zrake (Snelliusov zakon refrakcije); d) iz Snelliusova zakona izvodi se zakon totalne refrakcije (ili zakon nastajanja tzv. vučenog vala): kad $\sin \alpha$ dosegne vrijednost v_1/v_2 , onda β postaje 90° , pa seizmička zraka uopće ne prodire u dublje sredstvo brzinom v_2 nego klizi po njegovoj površini; e) trajanje širenja seizmičke zrake ostat će identično ako točke paljenja i točke registracije zamijene mjesta (zakon reciprociteta).



Sl. 14. Seizmičke zrake ($n_1 \dots n_7$) i fronte vala (A...F)



Sl. 15. Formiranje fronte seizmičkog vala na principu Huygensova zakona

Ima još tri pojma potrebna pri konstrukciji seizmičkih zraka i njihova proučavanja.

Zrcalna točka omogućuje konstruiranje seizmičkih zraka reflektiranih od neke ravnine na koju one stižu iz zajedničke točke paljenja, i to pomoću snopa pravaca što prolaze iz jedne točke. Kako je, naime, kut upadne i reflektirane zrake jednak, moguće je prevrtanjem točke paljenja oko refleksivne ravnine konstruirati tzv. zrcalnu točku u kojoj se sijeku produžeci svih seizmičkih zraka reflektiranih od te ravnine (sl. 16).

Prividna brzina je definirana kao omjer razdaljine dvaju stajališta na kojima registriramo nailazak seizmičkog vala i vre-

menne razlike tih nailazaka. Najmanja vrijednost prividne brzine dobiva se kad se oba stajališta nalaze na liniji iste seizmičke zrake, jer tada prividna brzina odgovara pravoj seizmičkoj brzini. Kad su oba stajališta na istoj fronti vala, prividna brzina je beskonačno velika. Odnos prividne brzine $v_{\text{priv.}}$ i prave brzine v definira se pomoću upadnog kuta α između seizmičke zrake i okomice na pravcu koji spaja stajališta geofona (sl. 17):

$$v_{\text{priv.}} = \frac{v}{\sin \alpha}. \quad (4)$$

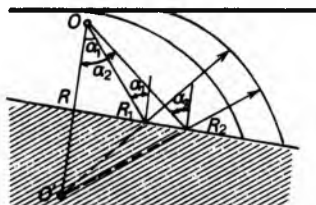
Dromokrona je graf vremena prvih nailazaka odgovarajućih seizmičkih signala direktnih ili reflektiranih, odnosno totalno refraktiranih uzduž neke seizmičke granice u koordinatnom sustavu, gdje je na ordinati nanoseno vrijeme nailaska, a na apscisi udaljenost stajališta prijmnika od točke paljenja (sl. 18). U SSSR-u se u literaturi umjesto dromokrone upotrebljava izraz *hodograf*.

Iz iznesenih formula proizlazi da do refrakcije seizmičkih valova dolazi na svakoj granici dvaju sredstava gdje se mijenja brzina širenja vala. Refleksije seizmičkih valova ima na svim graničnim plohama gdje dolazi do promjene valnog otpora stijene. Valni otpor stijene R definiran je kao produkt brzine širenja vala u njoj i njene gustoće: $R = v \rho$. Na svakoj granici gdje dolazi do promjene valnog otpora, jedan se dio upadnog vala reflektira, a ostatak produžuje svoj put u drugo sredstvo kao refraktirani val.

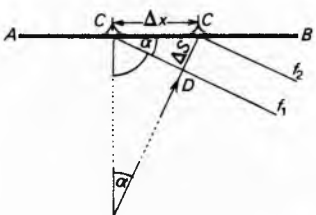
Odnos A između amplitude reflektiranog i upadnog vala može varirati između 0 i 1. Približna formula za zrake, koje padaju na granicu gotovo okomito, glasi:

$$A = \frac{R_2 - R_1}{R_2 + R_1}, \quad (5)$$

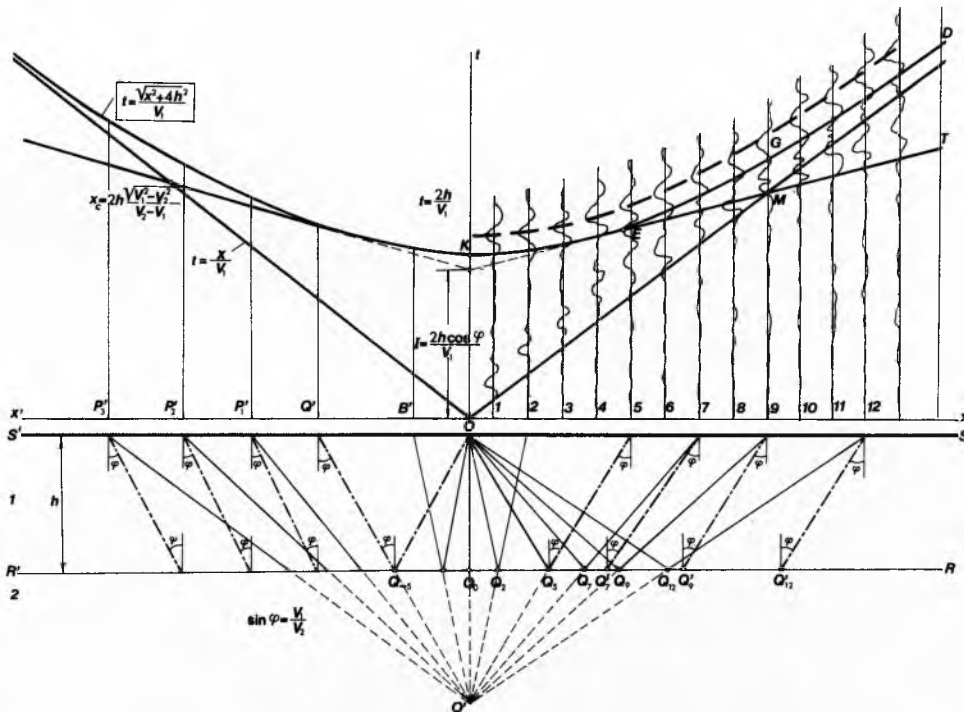
gdje je A omjer amplitude reflektiranog i upadnog vala, R_1 valni otpor gornjeg sloja, iznad granične plohe, R_2 valni otpor donjeg sloja, ispod granične plohe. Iz navedene se formule vidi da amplituda vala može imati pozitivnu vrijednost kad je $R_2 > R_1$, ili negativnu vrijednost kad je $R_2 < R_1$. U drugom slučaju, na granici dolazi do obrtanja faze elastične deformacije. Ako je, naime, kod upadnog vala prvo bilo sabijanja a zatim rastezanja, onda kod refraktiranog vala rastezanje prethodi stlačivanju.



Sl. 16. Konstrukcija zrcalne točke (O')



Sl. 17. Objašnjenje pojma prividne brzine. D smjer seizmičkih zraka, f_1 i f_2 fronte vala, C stajalište geofona



Sl. 18. Model refrakcije i refleksije seizmičkih zraka na horizontalnoj slojnoj granici

Model refrakcije i refleksije seizmičkih zraka na horizontalnoj slojnoj granici. Slika 18 prikazuje tok refleksije i refrakcije za horizontalnu slojnu granicu, te dromokrone direktnih, reflektiranih i refraktiranih valova. Na donjoj polovici slike prikazan je put seizmičkog zraka. Ravnina $S'S$ predstavlja površinu terena na kojoj je O točka paljenja, a $R'R$ predstavlja slojnu granicu na dubini h . Brzina širenja seizmičkih valova iznad te granice jednaka je v_1 , a ispod nje je veća i iznosi v_2 . Na gornjem dijelu slike ucrtan je koordinatni sustav gdje je vertikalna os vrijeme t , a horizontalna os predstavlja udaljenosti X_n na kojima su raspoređeni seizmički prijamnici (geofoni). Po ordinatama stajališta pojedinih geofona nanoseni su tragovi titranja koje bi oni registrirali. Takav skup ucrtanih tragova titranja pojedinih geofona, koji su zajednički registrirani seizmičkom aparaturom, naziva se *seizmogram*.

Na svakom se seizmogramu registriraju direktni nailasci pobuđeni valom koji putuje uzduž ravnine $S'S$. Taj val se širi brzinom v_1 , a prividna brzina između pojedinih geofona odgovara stvarnoj brzini. Proizlazi da je dromokrona nailazaka direktnog vala pravac s ishodištem u točki paljenja O i s nagibom $1/v_1$. Jednadžba dromokrone direktnog vala je dakle

$$t = \frac{x}{v_1} \quad (6)$$

Za konstrukciju puta reflektiranih zraka upotrebljava se zrcalna točka O' . Kod horizontalne granice $R'R$, točke refleksije R_0, R_1, R_2, R_3 itd. raspoređuju se na pola puta između točke paljenja i registrirajućeg geofona. To znači da se rasporedom po površini pokriva pola odgovarajuće dužine na slojnoj granici. Iz pravokutnog trokuta odmah se dobiva jednadžba dromokrone reflektiranog vala:

$$t = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{v_1} \quad (7)$$

gdje je t ukupno vrijeme puta reflektirane zrake, x horizontalna udaljenost geofona od točke paljenja, h dubina slojne granice, a v_1 brzina seizmičkog vala iznad slojne granice.

Refraktirani val, koji se kreće uzduž ravnine $R'R$, nastaje kad zraka iz točke paljenja O padne na ravninu $R'R$ pod kutom φ , gdje je $\sin \varphi = v_1/v_2$. Svaka točka u ravnini $R'R$ do koje je došao taj val postaje sama izvor vala (Huygensov princip) i prenosi ga u pokrovni sloj gdje se on dalje širi brzinom v_1 . Tako nastali val zove se *vučeni val*. Fronta vučenog vala zatvara s ravinom $R'R$ kut φ , pa refraktirana seizmička zraka ne može stići na površinu bliže točki paljenja od udaljenosti gdje dolazi i zraka koja se reflektirala od ravnine $R'R$ pod kutom φ ($x = 5$ na sl. 18). Kako obje zrake izlaze na površinu pod istim kutom, one imaju u toj točki i jednaku prividnu brzinu $v_1/\sin \varphi$. Fronte vučenog vala međusobno su

paralelne, pa je prividna brzina refraktiranog vala konstantna i uvijek iznosi $v_1/\sin \varphi = v_2$ (sl. 19). Dromokrona refraktiranog vala, prema tome, jest pravac s nagibom $1/v_2$. Ona tangira hiperbolu refleksa u točki gdje je prividna brzina reflektiranog vala jednaka brzini refraktiranog vala. Ekstrapoliranjem pravca dromokrone refraktiranog vala sve do točke paljenja dobit će se odsječak vremena na ordinati ishodišta O koji se zove *intercept* I . Jednadžba dromokrone refraktiranog vala može se, prema tome, izraziti sa

$$t = I + \frac{x}{v_2} \quad (8)$$

Može se dokazati da je intercept

$$I = \frac{2h \cos \varphi}{v_1} \quad (9)$$

i da ta vrijednost nije ovisna o eventualnom nagibu slojne granice.

Kako je brzina v_2 veća od v_1 , pravac dromokrone refraktiranog vala bit će položiti od pravca dromokrone direktnog vala, što znači da će ga na nekoj udaljenosti od ishodišta presjeći. Na sl. 18 to se dešava za geofone dalje od $9x$. Ta udaljenost, gdje se sijeku dromokrone direktnog i refraktiranog vala, zove se *kritična udaljenost* i obično se obilježava sa x_c . Dalje od x_c refraktirani val dolazi na površinu prije direktnog vala, odnosno u prvim nailascima. Udaljenost x_c može se izračunati pomoću formule:

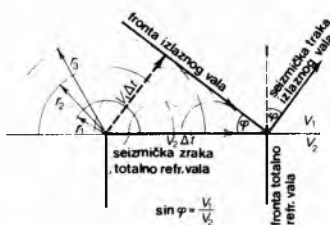
$$x_c = 2h \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_2 - v_1}} \quad (10)$$

Model refrakcije i refleksije u kosoj slojnoj granici. Slika 20 pokazuje odnose dromokrona seizmičkih valova ako je kosa slojna granica nagnuta na kut δ prema površini. Dromokrona reflektiranih zraka je i ovdje hiperbola, ali joj je tjeme pomaknuto od točke paljenja u smjeru uzdizanja slojne granice i nalazi se iznad vertikalne projekcije zrcalne točke.

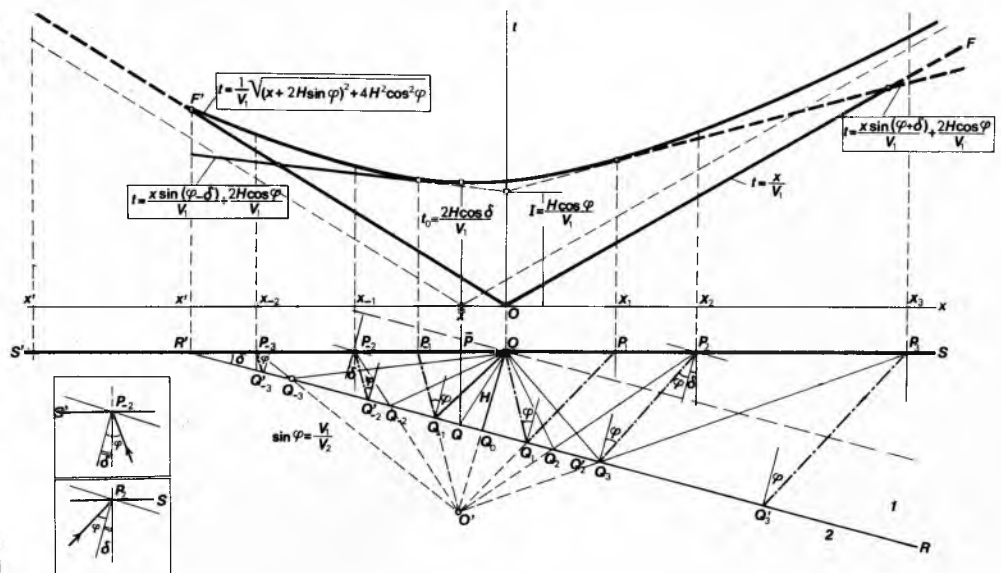
Dromokrone refraktiranog vala su kompliciranije nego kad je slojna granica horizontalna. Zbog nagnutosti slojne granice fronta vučenog vala dolazi na površinu pod kutom $\varphi + \delta$ u smjeru pada, i pod kutom $\varphi - \delta$ u smjeru uzdizanja slojne granice prema točki paljenja. Zbog toga su i nagibi pravaca dromokrona različiti. Koeficijenti nagiba jednaki su recipročnoj vrijednosti prividne brzine koja iznosi:

$$v_- = \frac{v_1}{\sin(\varphi + \delta)}, \quad v_+ = \frac{v_1}{\sin(\varphi - \delta)}, \quad (11)$$

gdje je v_- prividna brzina u smjeru pada slojne granice, a v_+ prividna brzina u smjeru njenog uzdizanja. Međutim,



Sl. 19. Formiranje fronte izlaznog seizmičkog vala u sredstvu 1 pobuđene »klicem« valom» uzduž granice sredstva 2



Sl. 20. Model refrakcije i refleksije seizmičkih zraka na kosoj slojnoj granici

s obzirom na invarijantnost intercepta, ti se pravci sijeku u ordinati točke paljenja na vrijednosti $t = I$.

Pobuđivanje seizmičkog vala i njegove karakteristike. Jednokratni je impuls klasični oblik umjetno pobuđenog signala što se šalje u zemlju. Iako se danas šalju i drugi oblici signala, jednokratni impuls još uvijek prevladava, a predstavlja i osnovu za razumijevanje širenja seizmičkih valova. Osnovni i najmoćniji izvor za pobuđivanje impulsnog signala jest eksplozija dinamičnog naboja. Eksplozija se redovito izvodi u bušotini dubine 10–50 m. U neposrednoj okolici naboja dolazi do trajne deformacije materijala. Ali, već na nekoliko metara od mjesta eksplozije stijena se nakon prestanka djelovanja eksplozivnog naboja vraća u početno stanje, tj. materijal se izlaže samo elastičnoj deformaciji. Na graničnoj plohi, koja dijeli zonu plastičnih od elastičnih deformacija, nastaju i elastični valovi koji se zatim šire na sve strane od izvora. N. Ricker (1941) nazvao je elementarni impulsni signal pobuđen eksplozijom *seizmičkim valićem* (seismic wavelet) i definirao ga titranjem tla od jednog pozitivnog i jednog negativnog pomaka (sl. 21).



Sl. 21. Nastanak elementarnog seizmičkog valića. a) impulsni signal eksplozije, b) filtrirani oblik uzdužne deformacije, c) signal registriran na elektrodinamičkom geofonu

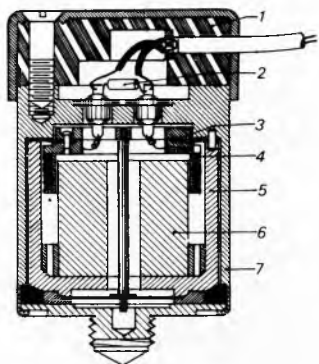
Stijene djeluju kao filter visokih frekvencija za ovaj signal i na taj se način taj impulsni titraj pretvara u jednu fazu frekventnosloženog signala. Kako se seizmički valovi registriraju pomoću geofona, koji zapravo registrira brzinu pomaka tla, ovaj se elementarni titraj mora derivirati, pa se dobiva elementarni valić s jednom i pol faze složene oscilacije, koja u frekventnom spektru obuhvaća široko područje frekvencija. Što put seizmičkog valića kroz zemlju dulje traje, to zbog filtracije on osiromašuje u visokofrekventnim komponentama i sve više odstupa od početnog impulsnog oblika.

Danas se, osim eksplozijom dinamičnog naboja, seizmički signal može proizvesti brojnim drugim načinima, npr. bacanjem utega, eksplozijom plina, udarom komprimiranog zraka, vibracijom itd.

Seizmički uređaji i oprema

Seizmički valovi koji se manifestiraju podrhtavanjem tla transformiraju se u terenskim uređajima u električne signale koji se trajno bilježe. Osnovni elementi terenskog uređaja su geofoni, kabeli i seizmički uređaji.

Geofoni su uređaji koji seizmičke signale transformiraju u električne signale. Osnovni tip geofona danas je elektrodinamički. On se temelji na principu induciranja elektromotorne sile titranjem električnog vodiča u magnetskom polju. U magnetskom polju je na opruzi ovješena zavojnica koja predstavlja inertnu masu što u kućištu geofona miruje dok ono titra zajedno sa zemljištem. Inducirana elektromotorna sila



Sl. 22. Shema elektrodinamičkog geofona. 1 zaptivački poklopac, 2 paralelni otpornik, 3 opruga, 4 zavojnica otpora 400–500 Ω, 5 vanjski magnetski pol, 6 unutrašnji magnetski pol, 7 kućište geofona

razmjerna je brzini pomicanja zemljišta. Da geofon ne bi oscilirao svojom vlastitom frekvencijom, on se prigušuje paralelnim otpornikom (shuntom). Vlastita frekvencija geofona je 1–4 Hz za potrebe refrakcijskih mjerenja, odnosno 8–30 Hz za potrebe reflektivnih istraživanja (sl. 22). Seizmički val pobuđen na jednoj točki paljenja registrira se istodobno na više stajališta uzduž profila. Uobičajeno je da se upotrebljava 24 ili 48 stajališta, a na svakom se postavlja jedan ili više geofona. Svako stajalište je priključeno na jedno pojačalo u seizmičkom uređaju.

Seizmički uređaj sastoji se od više pojačala, obično 24 ili 48. U pojačalu se seizmički signal pojačava i filtrira. Registracija seizmičkih valova traje u određenom vremenskom razdoblju koje ovisi o dubini istraživanja. Obično je 1–10 sekundi. Intenzitet seizmičkog signala mijenja se s vremenom zato što se registriraju signali koji su prešli sve duži put i kojima energija opada zbog sferne divergencije. Ulazni napon na uređaju na početku i na kraju registracije često opadne i do 100 000 puta. Zbog toga se mora mijenjati i pojačanje uređaja, tako da s vremenom približno eksponencijalno raste. Prilikom registracije treba ukloniti one signale koji čine smetnje, što je često moguće ostvariti filtriranjem, odnosno registriranjem unutar nekog optimalnog raspona frekvencija. Postupak filtracije obavlja se seizmičkim pojačalom. Da bi se seizmička snimka mogla uspješno interpretirati, potrebno je zabilježiti vrijeme kada je došlo do nastanka seizmičkog vala (trenutak paljenja) i s točnošću od tisućinke sekunde znati vrijeme svake registracije. To se postiže dodatnim uređajima koji omogućuju točnu rekonstrukciju vremena nailaska svakog seizmičkog titraja. Obraden seizmički signal registrira se na različite načine. Nekada se snimao na fotografski papir, kasnije se registrirao na magnetsku vrpцу amplitudno ili u frekventnoj modulaciji, a danas se registrira digitalno, tako da se na vrpци binarno zapisuje izmjerena vrijednost napona signala, u razmacima od 1, 2 ili 4 tisućinke sekunde. Signal se mjeri tzv. multiplexerom koji omogućuje da se s jednog seizmičkog pojačala u vrlo kratkom intervalu (nekoliko mikrosekundi) uzme podatak o naponu seizmičkog signala, pretvori u binarni kod i zapiše na vrpцу, a zatim uzme podatak sa slijedećeg pojačala i na taj način se zapiše redom vrijednosti napona za sva pojačala u određenoj tisućinki sekunde. Multiplexer se zatim, nakon intervala od jedne tisućinke sekunde, vraća mjerenju napona prvog pojačala i proces se kontinuirano nastavlja. Magnetske vrpce s digitalnim zapisom obrađuju se kasnije elektroničkim računalom.

Seizmička ispitivanja

Određivanje brzine seizmičkih valova. Da bi se mogla odrediti dubina i nagib slojne granice iz seizmičkih podataka, moraju se poznavati brzine širenja seizmičkog vala. Iz tabl. 1 se vidi da one za pojedine vrste stijena variraju u znatnim granicama. Brzina u nekoj stijeni u obrnutoj je ovisnosti o dubini zalijeganja i geološkoj starosti, a ovisi i o zasićenosti fluidom, te o nizu drugih elemenata ovisnih o njenom geološkom podrijetlu i povijesti. Brzina se određuje na dva načina: ili direktno iz seizmograma, ili mjerenjem na izbušenoj dubokoj bušotini ako takva postoji na istraživanom terenu.

Prema iznesenom, iz dromokrone direktnog vala može se odrediti površinska brzina. Iz dromokrone reflektiranog vala može se izračunati srednja brzina između površine i reflektirajuće slojne granice, a taj je podatak za toliko točniji koliko je reflektirajuća granica bliža horizontalnom položaju. Srednja brzina po pravilu raste s dubinom. Iz dromokrone refraktiranog vala može se odrediti brzina u refraktirajućem sloju. Ako je granica horizontalna, brzina se određuje direktno, a ako je granica kosa, proračunava se prema približnoj formuli iz prividnih brzina v_+ i v_- :

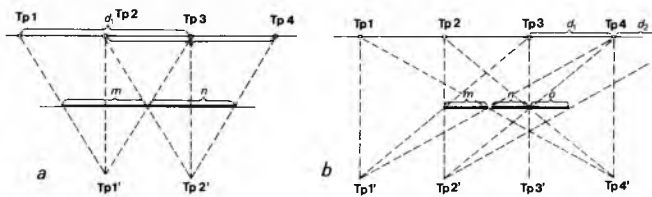
$$\frac{1}{v_2} = \sqrt{\frac{1}{v_+^2} + \frac{1}{v_-^2}} \quad (12)$$

Na terenu s izbušenom dubokom bušotinom geofon se spušta na različite dubine, pa se neposredno mjeri vrijeme puta seizmičkog vala od točke paljenja na ušću bušotine do geofona.

Mjeri se obično na razmacima od 20...50m, te se na taj način dobivaju podaci o krivulji promjene srednjih brzina, a isto tako se računaju i podaci za brzinu u svakom intervalu između dva stajališta geofona. Ovaj se postupak zove *seizmička karotaža*. Osim takva klasičnog postupka, danas se kao dopunsko mjerenje izvodi i kontinuirana karotaža brzina (CVL — continuous velocity log), gdje se kontinuirano mjeri promjena brzina na odsječcima od ~0,5m.

Refleksivna ispitivanja. Refleksivna ispitivanja najčešće se primjenjuju pri istraživanju nafte. Međutim, uspješno se mogu primijeniti i za istraživanje ugljena, za proučavanje dubokih vodonosnih horizonata i općenito pri istraživanju dubine i strukturnih oblika sedimentnih slojeva. Tim se postupkom istodobno mogu pratiti refleksi od mnogobrojnih slojnih granica na različitim dubinama od nekoliko stotina do više od 10000m.

Metodika terenskih seizmičkih ispitivanja. Linijskim rasporedom (dispozitivom) geofona na površini pokriva se u dubini samo polovica te dužine po slojnoj granici. Da bi se granice mogle kontinuirano pratiti, dispozitiv se na površini moraju stalno dvostruko prekrivati. Najjednostavniji je oblik simetrično prekrivanje (sl. 23a). Nakon izvršenog snimanja iz točke paljenja 1, skupi se prva grupa prijamnika i premjesti simetrično iza točke paljenja 2. Izvrši se novo paljenje i postupak se dalje tim redom nastavlja. Geofoni između točke paljenja 1 i 2 ostali su na mjestu prilikom oba paljenja i na taj način snimljen je cijeli međurazmak među njima. Osim simetričnog, vrlo se često primjenjuje i bočni raspored s nepokrivenim međurazmakom (ofsetom) (sl. 23b). Geofoni se tada raspoređuju samo s jedne strane točke paljenja, i to na izvjesnoj udaljenosti kako bi se eliminirale smetnje koje naročito intenzivno nastaju u okolici točke paljenja.



Sl. 23. Geometrijski raspored točaka paljenja i geofona pri refleksivnim ispitivanjima. a) simetrično snimanje, b) snimanje s nepokrivenim međurazmakom (ofsetom); Tp točke paljenja, d_1 i d_2 udaljenosti geofona; m, n, o snimljeni segmenti refleksivnog sloja

Danas se najčešće primjenjuje metoda višestrukog prekrivanja koja se naziva i metodom zajedničke dubinske točke. Bit je ovog postupka da se za istu zajedničku točku na slojnoj granici sumira više nailazaka, registriranih uz različite geometrijske odnose točke paljenja i geofona. Na taj se način različitim rasporedom može dobiti mnogo registracija od iste točke na slojnoj granici. Ako razmaci nisu preveliki, ovaj postupak se može primjenjivati i za blago nagnute slojeve. Najčešće se primjenjuje 12-struko prekrivanje.

Korekcije. Da bi se mjerenja mogla uspješno interpretirati, potrebno je provesti niz različitih korekcija, od kojih su najvažnije statičke i dinamičke korekcije. Pomoću statičkih korekcija korigiraju se vremenski podaci o refleksima na neku horizontalnu ravninu na koju se svode položaji svih točaka paljenja i stajališta geofona. To su u biti korekcije za reljef i za nepravilnosti u građi i sastavu tla neposredno uz površinu terena (do dubine od ~50m). Pomoću dinamičkih korekcija eliminira se zakrivljenost dromokrone refleksa koja ima oblik hiperbole. Za to se mora poznavati srednja brzina širenja seizmičkog vala od površine do slojne granice. Ovom se korekcijom sva vremena nailaska refleksa na pojedine geofone svode na vertikalna vremena, tj. na dvostruko vrijeme puta od slojne granice do stajališta geofona one seizmičke zrake koja je na tu granicu okomita.

Refleksivna seizmička istraživanja na moru. Danas je priobalni dio podmorja postao naročito važan za istraživanje nafte. Refleksivna metoda se i ovdje uspješno primjenjuje, ali, zbog posebnih uvjeta, s modificiranom opremom. Osnovni problem koji

je trebalo riješiti bilo je precizno određivanje položaja broda. Uobičajeni postupci nisu dovoljni, jer je potrebno da se položaj broda poznaje s točnošću od nekoliko desetaka metara u svakom trenutku mjerenja. Zbog toga su se donedavno primjenjivali specijalni radio-lokacijski uređaji, a danas se primjenjuje satelitska navigacija.

Seizmički prijamnici su hidrofonu koji reagiraju na promjenu tlaka u vodi pobuđenu nailaskom seizmičkog vala. Oni su smješteni unutar plastičnog kabela ispunjenog uljem koji lebdi u moru na dubini od ~15...20m, gdje je šum valova dovoljno oslabljen. Kabel je duljine 2...3 km sa 24 ili 48 grupa hidrofona, a brod ga vuče za sobom. Snima se u pokretu, a kao izvor seizmičkog vala služi najčešće udar komprimiranog zraka u tzv. zračnim topovima ili implozija, tj. naglo stvaranje podtlaka na različite načine. Može se izvesti i detonacija malih količina eksploziva u perforiranim čeličnim kuglama (franc. sustav flexotir). Eksplozije dinamičnih naboja u moru napuštene su već prije nekoliko godina zbog šteta koje nanose ribarstvu.

Poseban su problem u obradi seizmičkih podataka dobivenih istraživanjima na moru tzv. *reverberacije*. To su titraji nastali višestrukim reflektiranjem seizmičkog vala između morske površine i dna. Na objema ovim slojnim granicama je znatna promjena valnih otpora, pa su amplitude reflektiranih valova velike. Za eliminaciju tih pojava provodi se u računskim centrima poseban postupak obrade, tzv. *dekonvolucija*.

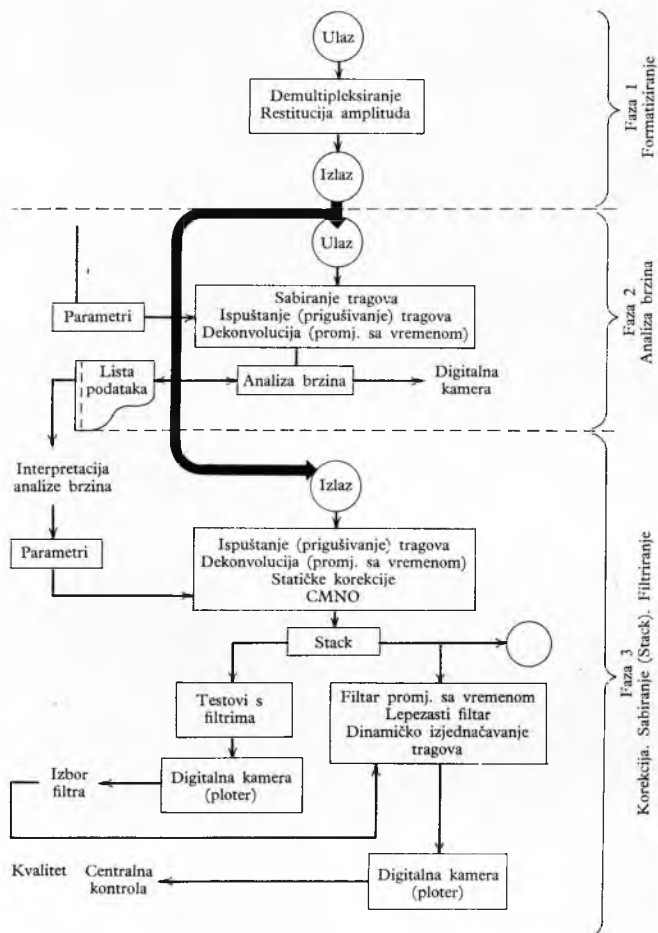
Refrakcijska ispitivanja izvode se radi istraživanja dubokih horizonata, npr. Mohorovičićeva sloja, podloge sedimentata ili podloge mladih tercijarnih sedimentnih bazena, te praćenja podzemnog reljefa nekih naslaga u kojima je brzina širenja seizmičkih valova velika (vapnenac, dolomit i sl.), a nalaze se ispod pokrova stijena s manjom brzinom. Ta se metoda s uspjehom primjenjuje i pri inženjerskim istraživanjima za određivanje debljine sloja mulja ili nanosa, te rastresenog ili razdrobljenog materijala u pokrovu. Najuspješnija je tamo gdje postoji velika razlika u brzini vala između podloge i pokrovnih naslaga i gdje nagibi slojeva nisu preveliki. Ujedno se njome često mogu uspješno utvrđivati rasjedne linije.

Istraživanja se provode metodom profila tako da geofoni moraju biti raspoređeni na dovoljno velikoj udaljenosti od točke paljenja kako bi se u prvim nailascima registrirali refraktirani valovi. Prema tome, ta udaljenost mora biti veća od kritične udaljenosti x_c .

Direktna ispitivanja. Za neka istraživanja važne su brzine širenja direktnog vala između točke paljenja i geofona. Takva ispitivanja najčešće se izvode za svrhom da se utvrdi položaj kaverni ili razdrobljenih zona u rudnicima između dvaju hodnika ili između bušotina, ako se žele utvrditi takva mjesta u prostoru među istražnim bušotinama. Relativno povećanje vremena puta seizmičke zrake, odnosno smanjenje seizmičke brzine redovno je indicacija za postojanje kaverni ili razdrobljene zone. Postupak je tada takav da se geofoni raspoređuju uzduž jednog podzemnog hodnika, a točke paljenja se nalaze u drugom hodniku, pa se tako ispituje materijal između obje galerije. Analogna su ispitivanja između bušotina, samo što se u jednoj bušotini na različitim dubinama pobuđuje paljenje, a u krugu okolišnih istražnih bušotina spuštaju se geofoni na različite dubine.

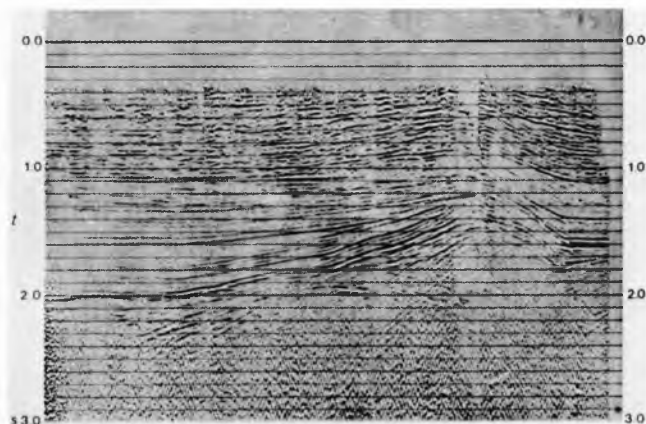
Obrada podataka. Seizmički podaci obrađivali su se prije pojedinačno, tj. na seizmogramima su se označavali tragovi refleksa ili refraktiranih nailazaka, očitavala su se vremena i izračunati podaci nanosili se na seizmički profil. Svaki interpretator unosio je svoje subjektivne kriterije obrade, tako da se pouzdanost i cjelovitost upotrijebljenih polaznih podataka iz iscrtanih profila nije mogla utvrditi. Danas se obrada podataka obavlja praktički isključivo u centrima za automatsku obradu, uz upotrebu elektroničkih računala. Tipična shema toka obrade predložena je na slici 24. U centralu dolaze digitalno registrirani seizmogrami na terenskim vrpcama. Oni se prvo formatiziraju za obradu na računalu. Kako je preko multipleksera registracija izvedena na taj način da su za svako vrijeme uzimanja podataka upisivane po redu vrijednosti za sva stajališta geofona, potrebno je te podatke razdvojiti, tj. sekvencijalno ih zapisati za svako

stajalište. Taj se postupak zove *demultipleksiranje*. Zatim se prema podacima o promjenljivom pojačanju rekonstruira podatak o amplitudi pojedinih refleksa. Taj se dio operacije zove *restitucija prave amplitude* (TAR – true amplitude recovery). Obično se nakon programa formatiziranja odmah obavlja prvo kontrolno reproduciranje na fotografskom papiru (display). Za cijeli taj pripremni dio procesa treba veliki dio kapaciteta računala i zbog toga se, kad je centar opterećen, obavlja na specijalnim pomoćnim računalima.



Sl. 24. Shema toka obrade seizmičkih podataka na elektroničkom računalu

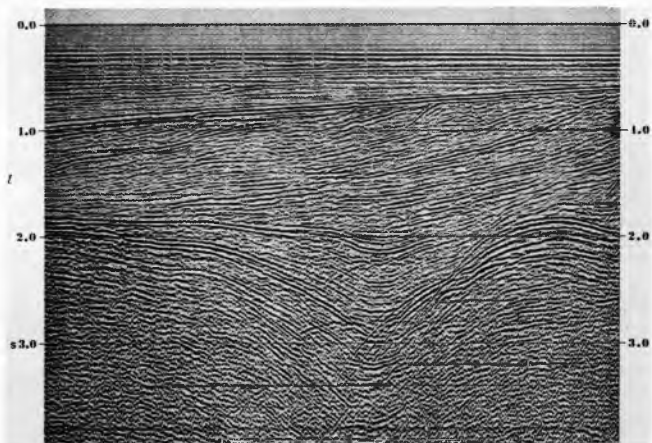
Druga faza obrade obuhvaća analizu srednjih brzina. Ona se ne obavlja na svim seizmičkim snimkama, nego samo na odabranim, iz kojih treba dobiti podatke o dinamičkim korekcijama. U okviru ovog programa prvo se odabiraju reprezentativna stajališta geofona kojima tragovi služe za analizu. Na stajalištima udaljenim od točke paljenja gdje dolazi do znatnih deformacija zbog velike amplitude prvih nailazaka i velike zakrivljenosti hiperbola refleksa primjenjuje se program prigušivanja (muting) prvog dijela seizmičke registracije. Na marinskim snimkama izvodi se i program dekonvolucije da bi se uklonile reverberacije, i tek onda se analizira brzina. Pošto su dobiveni podaci analize brzina, provodi se treća faza obrade. To je, zapravo, standardna obrada seizmičkih profila koja obuhvaća prigušivanje tragova (mute), dekonvoluciju, dinamičke i statičke korekcije, sumiranje prema postupku zajedničke dubinske točke (stack) i dodatnu filtraciju. *Dekonvolucija* je postupak kojim se smanjuje utiranost seizmičke registracije kako bi se uspješnije izdvojili refleksivni horizonti. Na kraju se još prije konačnog predodjenja na fotografskoj snimci, tragovi dinamički izjednačavaju. Tamo se, naime, gdje je zbog filtracije smanjena amplituda signala, ona pojačava da bi se dobio energetski ujednačeniji presjek. Danas postoje digitalne kamere gdje podaci s računala dolaze direktno u kameru i pretvaraju se u svjetlosni signal što se bilježi na fotografskoj snimci.



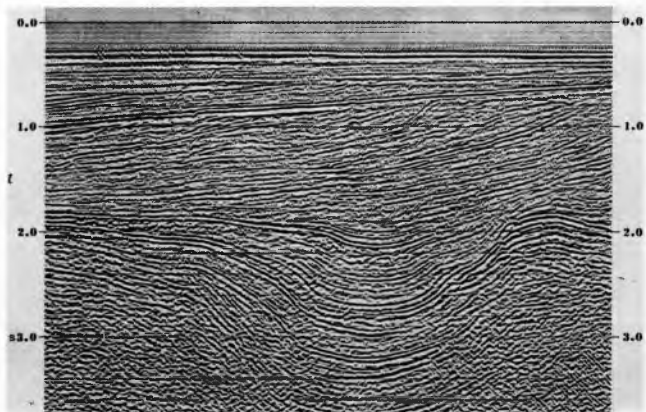
Sl. 25. Primjer refleksivnog profila snimljenog u sjevernoj Hrvatskoj

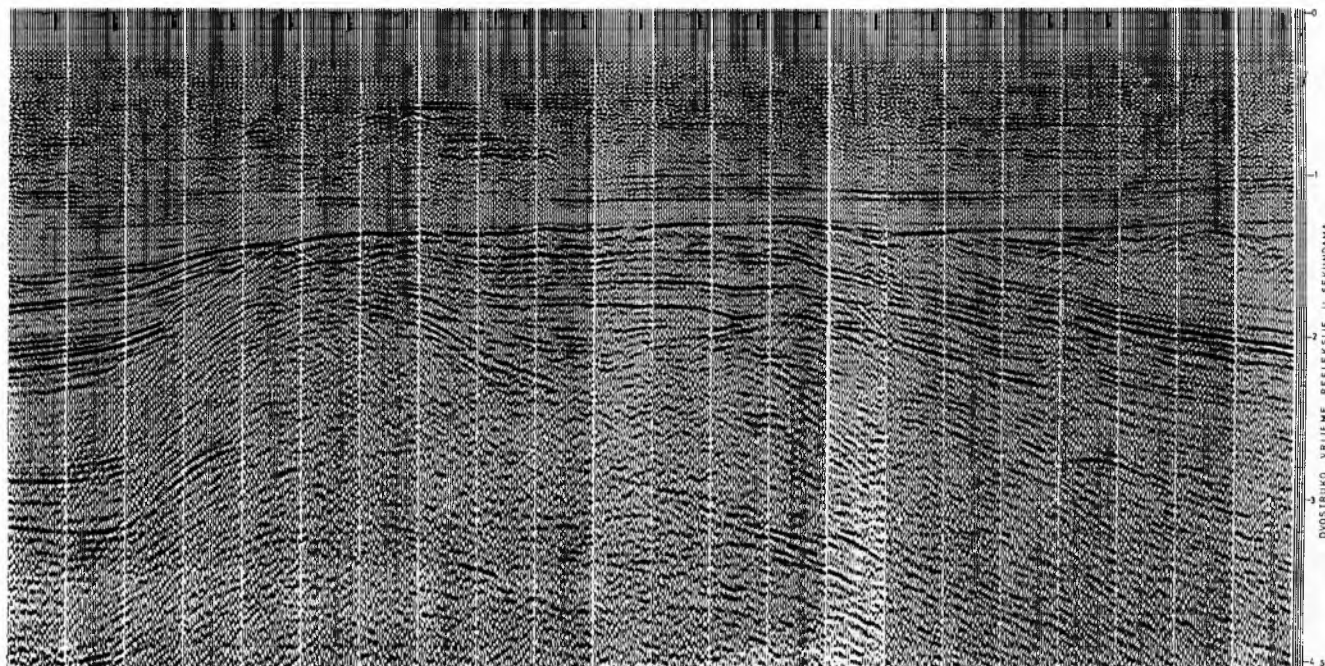
Obradeni seizmički profili predočavaju položaj slojnih granica u vremenskom presjeku. Da bi se mogao dobiti pravi položaj tih granica, mora se na temelju poznatih brzina vertikalno vremensko mjerilo pretvoriti u dubinsko. Međutim, ako su slojne granice nagnute, one na profilu nisu nanesene u stvarnom položaju, nego su pomaknute, jer je ispod svakog stajališta geofona vertikalno naniže nanesen onaj refleks od slojne granice koji je u taj geofon stigao najkraćim putem, tj. iz one točke te granice iz koje bi se seizmički val, emitiran na stajalištu geofona, vratio identičnim povratnim putem. Ako su slojne granice jače nagnute, te deformacije na seizmičkom profilu mogu biti znatne, pa se provodi još i dodatni program migracije seizmičkih granica. Pri takvom migriranom profilu dovoljno je tada samo vertikalnu vremensku sliku preračunati u dubinsku da bi se dobio pravi položaj slojnih granica. Na sl. 25, 26 i 27 dani su primjeri obrade seizmičkih profila u računskom centru INE.

A. Nowinski



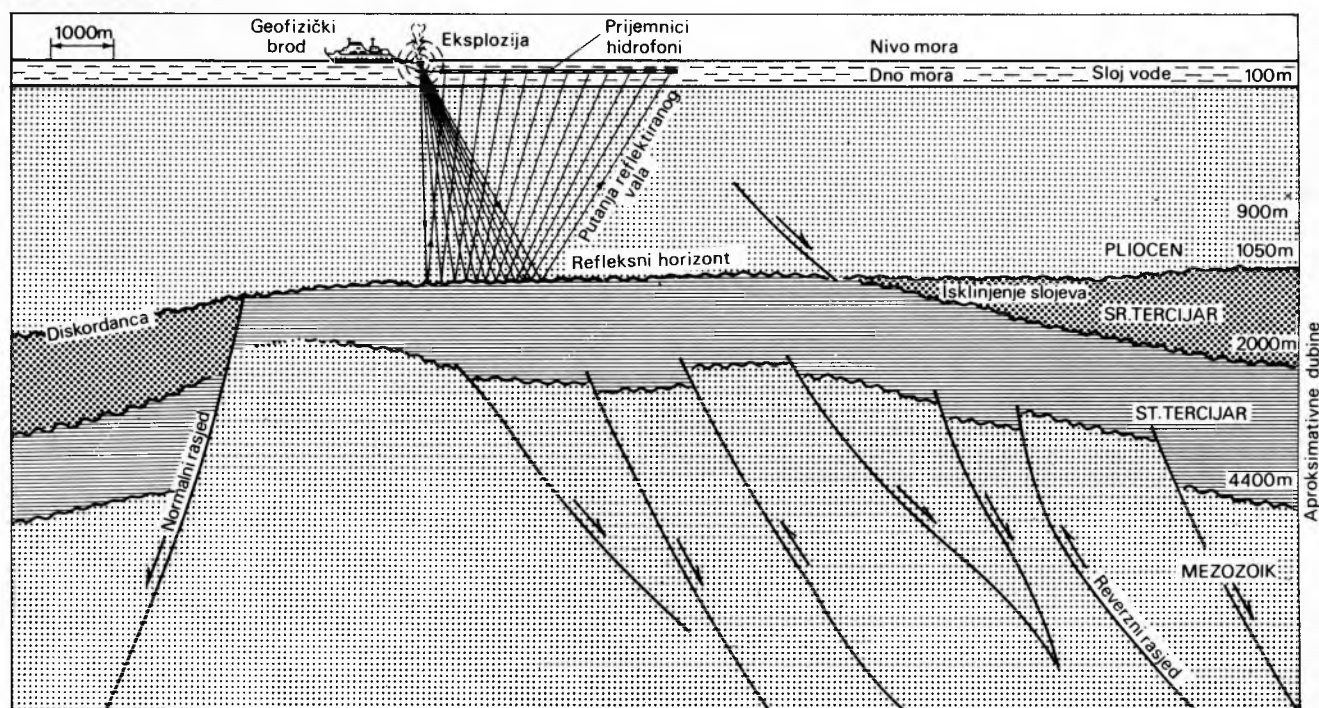
Sl. 26. Obrada seizmičkog profila uz postupak migracije refleksivnih površina. Gore: vremenski profil obraden prije migracije, dolje: isti profil nakon migracije





INA ELEKTRONSKI RAČUNSKI
CENTAR ZAGREB

Sl. 27. Primjer refleksivnog seizmičkog profila snimljenog na Jadranu (gore) i geološka interpretacija profila (dolje)



ELEKTRIČNE ILI GEOELEKTRIČNE METODE

Geoelektrične se metode zasnivaju na električnim svojstvima stijena. Stijene kao geološki vodiči imaju, već prema sastavu, strukturi i uvjetima zalijeganja, različita električna svojstva, kao što su otpornost (specifični otpor), dielektričnost (dielektrična konstanta) i polariziranost. Dielektričnost se primjenjuje samo u radio-valnim geoelektričnim metodama, a polariziranost stijene važna je samo pri ispitivanju metodom inducirane (pobuđene) polarizacije. Tako je u geofizici otpornost najvažnije električno svojstvo stijena.

Uspješna praktična primjena geoelektričnih metoda osniva se na različitim otpornostima stijena kao geoloških vodiča. Koliko se više predmet istraživanja po svojoj otpornosti razli-

kuje od svoje okolice, toliko su više rezultati geoelektričnih mjerenja pouzdaniji i, prema tome, uspješniji.

Električni otpor (ili njegova recipročna vrijednost, vodljivost) jedno je od osnovnih fizikalnih svojstava tvari i prilično jasno karakterizira neke geološke vodiče. Da bi se otpor različitih stijena mogao međusobno uspoređivati, određuje se koliki je pripadni električni otpor 1m^3 te tvari u obliku kocke. Tako određeni električni otpor jest karakteristično svojstvo te tvari, nazvano otpornost, a pošto je specifičan za svaku tvar, upotrebljava se i stariji naziv specifični otpor. Jedinica otpornosti je $\text{om} \times \text{metar}$ (Ωm).

Otpornost stijena mijenja se u dosta širokim granicama. Na njezin iznos utječe niz faktora, kao što su otpornosti minerala stijene i otopina u njezinim porama i pukotinama, po-

roznost, vlažnost, struktura stijene. Približne granične vrijednosti otpornosti za neke stijene dane su u tabl. 2.

Tablica 2
ELEKTRIČNE OTPORNOSTI NEKIH STIJENA

Stijena	Otpornost Ωm
Granit, gabra, dijabaz, bazalt	400...100000
Vapnenac (raspucan do kompaktan)	30...30000
Šljunak	60...6000
Pijesak	20...1000
Lapor	10...400
Glina, ilovača	5...60

Geoelektrične metode brojnije su i raznovrsnije od ostalih geofizičkih metoda, a mogu se razvrstati u dvije glavne skupine: *galvanske i elektromagnetske metode* (prema tzv. američkoj podjeli), ili metode *postojanih*, odnosno *promjenljivih polja* (prema tzv. sovjetskoj podjeli). Američka podjela odgovara praktičnoj upotrebi geoelektričnih metoda, a sovjetska se zasniva na osnovnim vrstama električne struje; prema sovjetskoj podjeli, u metode postojanih polja spadaju: metoda prirodnih električnih potencijala (metoda vlastitog ili spontanog potencijala), metoda otpora (sondiranje i profiliranje), metoda električki nabijenog tijela, metoda ekvipotencijalnih linija, metoda omjera pada potencijala, metoda inducirane polarizacije, a u metode promjenljivih polja: metoda telurskih struja, magnetotelurska metoda, metoda prijelaznih struja, elektromagnetske metode (metoda odašiljačkog prstena, metoda pomičnog odašiljača, metoda TURAM, metoda vertikalnih petlji, metoda AFMAG, aerogeoelektrične metode, radio-valne metode). U nastavku će biti opisane najvažnije geoelektrične metode, uglavnom prema sovjetskoj klasifikaciji.

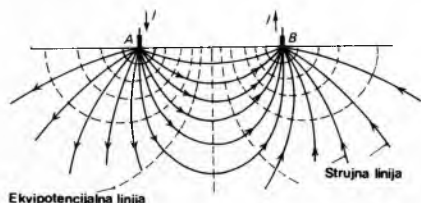
Z. Krulc

Metoda prividnog otpora. Ova najviše primjenjivana geoelektrična metoda zasniva se na razlici između električnih otpornosti slojeva, odnosno masa u zahvaćenom dijelu podzemlja. Mjerenjem električne struje koja se šalje kroz podzemlje dobivaju se dijagrami promjene prividnog otpora kao odraz promjena u sastavu podzemlja. Iz tih se dijagrama određuju granice pojedinih geoelektričnih sredina u podzemlju i njihove prave ili relativne otpornosti, pa se donose zaključci o sastavu i svojstvima tih sredina.

Električni potencijal oko izvora struje. Oko nekog izvora istosmjerne struje jakosti I , koja se šalje s površine tla kroz poluprostor otpornosti ρ , vlada u svim točkama električki izotropnog sredstva na udaljenosti r od izvora električni potencijal V :

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (13)$$

Struja se širi u radialnim smjerovima jednolično na sve strane oko izvora. Ekvipotencijalne plohe su u prostoru koncentrične polukuglaste plohe, a u vertikalnom presjeku kroz izvor struje polukružnice.



Sl. 28. Raspodjela strujnih i ekvipotencijalnih linija u presjeku kroz dvije strujne elektrode

Složenija je raspodjela strujnih i ekvipotencijalnih linija oko dvaju izvora struje. Na sl. 28 dan je presjek kroz dvije strujne elektrode A i B s jednakom jakosti i različitim smjerom (i predznakom) struje. Kroz dio podzemlja između površine tla i

ravnine na dubini jednakoj razmaku $A - B$ teče oko 50% struje, a ostalo se raspoređuje dublje. U središnjem dijelu između elektroda A i B izlaze na površinu ekvipotencijalne linije koje prolaze kroz veću dubinu nego druge, pa se tu stoga i izvodi mjerenje za dobivanje podataka o dubini srazmjernoj razmaku $A - B$.

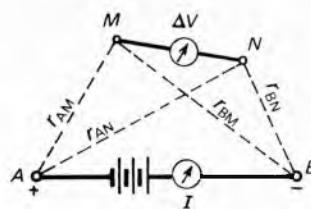
Mjerenje prividne otpornosti. Mjerenjem prema slici 29 utvrđuje se jakost struje I između strujnih elektroda A i B , pa se iz razlike potencijala ΔV između potencijalnih elektroda M i N dobiva prema (13):

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) = \frac{I\rho}{2\pi} K', \quad (14)$$

a iz toga prividna otpornost ρ_p :

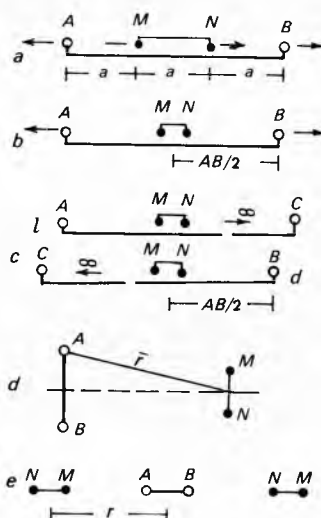
$$\rho_p = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{2\pi}{K'} = \frac{\Delta V}{I} K = \rho_p \quad (15)$$

Faktor K uključuje geometrijske odnose između svih četiriju elektroda. Prividna se otpornost dobiva iz mjerenih veličina I i ΔV te faktora K računatog za svaki položaj elektroda.



Sl. 29. Opća shema za mjerenje prividnog otpora

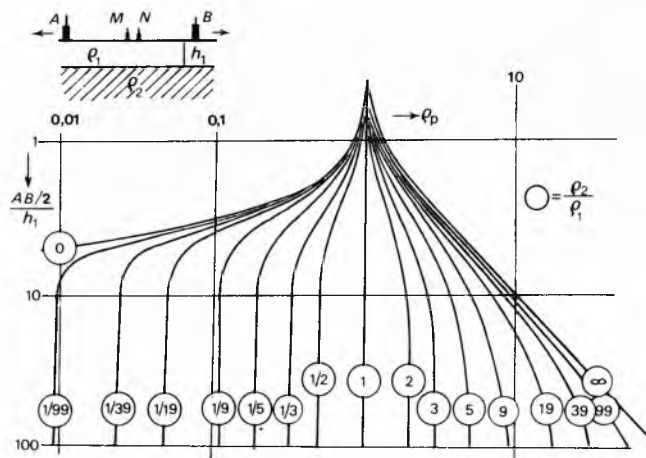
Ako je tlo po cijeloj ispitanoj dubini homogeno, svi mjerni iznosi ρ_p jednaki su iznosu prave otpornosti ρ . Ako je tlo unutar zahvaćene dubine nehomogeno, ρ_p ima neku prosječnu vrijednost ovisnu o otpornostima i dubinskoj raspodjeli materijala te o razmacima elektroda.



○ strujne elektrode
● potencijalne

Sl. 30. Najčešće primjenjivani elektrodni rasporedi za mjerenje prividnog otpora. a) Wennerov, b) Schlumbergerov, c) kombinirani, d) dipolni ekvatorijalni, e) dipolni radialni

Za najviše primjenjivane elektrodne rasporede za mjerenje prividne otpornosti naznačeni su na sl. 30 razmaci elektroda o kojima ovisi dubinski zahvat. Na sl. 30c strujna je elektroda C vrlo daleko, pa na mjerni rezultat utječe samo strujna elektroda A , odnosno B , što daje podatke za poluprostor lijevo i desno

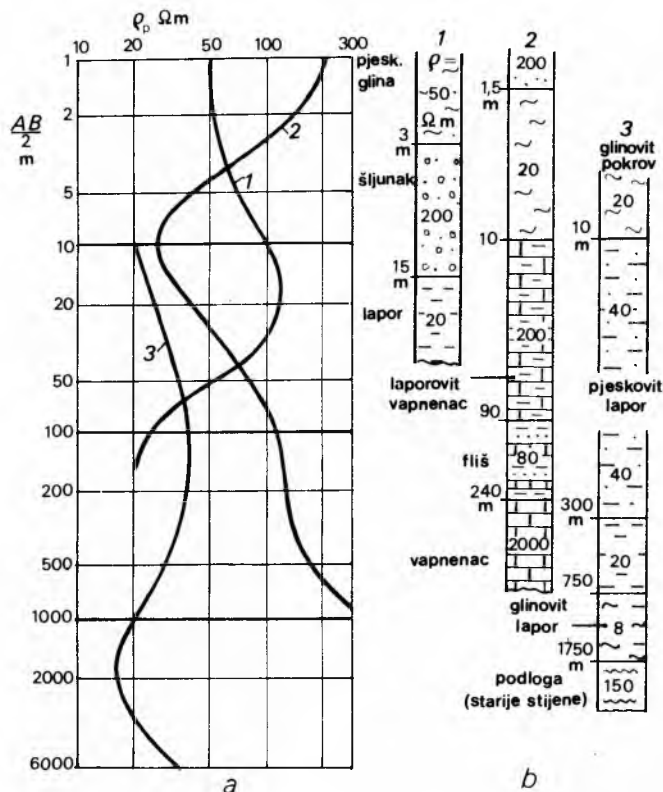


Sl. 31. Teorijski dvoslojni dijagram

d od središta rasporeda. Izbor elektrodnog rasporeda ovisi o namjeni i vrsti ispitivanja.

Geoelektrično sondiranje. Pod tim se nazivom podrazumijeva niz uzastopnih mjerenja prividnih otpornosti uz rastući razmak između strujnih i potencijalnih elektroda. Time se dobiva mjerni podatak koji se odnosi na sve veću dubinu, pa otuda i naziv za ovu vrstu ispitivanja (sondiranje, bušenje). Najčešće se upotrebljava Schlumbergerov raspored prema sl. 30b. Za ispitivanje velikih dubina, a zbog smanjenja duljine kabela, primjenjuju se dipolni rasporedi prema sl. 30d i e. Mjereni prividni otpor nanosi se u dvostrukom logaritamskom mjerilu za svaki pripadni elektrodni raspored, pa se dobiva tzv. dijagram geoelektričnog sondiranja. Dvostruko logaritamsko mjerilo najbolje odgovara za tu svrhu, pa se stoga razmaci elektroda povećavaju za određen faktor (1,3...1,5). Pojedinačne vrijednosti prividne otpornosti spajaju se u kontinuirani dijagram.

Interpretacijom se određuju debljine i otpornosti pojedinih geoelektričnih slojeva navedenih u dijagramu. Najjednostavniji

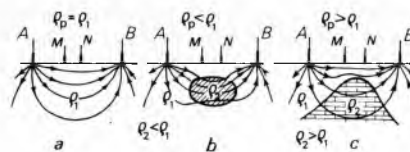


Sl. 32. Dijagrami geoelektričnog sondiranja (a) i podaci interpretacije (b). 1, 2 plitko sondiranje, 3 duboko sondiranje

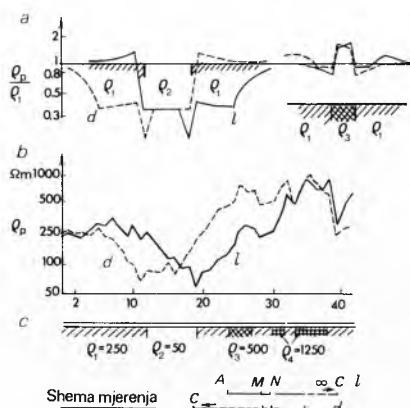
je slučaj tzv. dvoslojnog tipa podzemlja (debljina donjeg sloja veoma velika). Njegovi teoretski dijagrami, sl. 31, pokazuju nagliju promjenu prividnih otpora nakon što razmak elektroda $(AB)/2$ postane, uz stalno povećavanje, veći od debljine prvog sloja. Pri velikom razmaku elektroda postiže se asimptotska vrijednost ρ_2 , i to znatno prije kad je $\rho_2 < \rho_1$. Mjerenje se mora izvesti toliko duboko da se može odrediti kojem teoretskom dijagramu odgovara mjereni dijagram.

Za višeslojne tipove podzemlja teoretski su dijagrami znatno složeniji. Na sl. 32 dana su tri dijagrama geoelektričnog sondiranja s različitim dubinom ispitivanja. Prema podacima interpretacije očito je da se radi o troslojnom i petoslojnom tipu dijagrama. Takvi podaci interpretacije upotrebljavaju se za izradbu dubinskih profila iz niza geoelektričnih sondi te za izradbu različitih karata: strukturnih karata, karata debljine i rasprostranjenja nekog izdvojenog sloja i sl.

Geoelektrično sondiranje primjenjuje se u praksi kad se traže podaci o sastavu naslaga po dubini: u istraživanju vode i ruda, u inženjerskoj geologiji (plitko i srednje duboko sondiranje) te u naftnoj geologiji (duboko sondiranje). Dubina ispitivanja ograničena je samo praktičnim razlozima, a najčešće je između $(AB)/2 = 100$ m i $(AB)/2 = 6000$ m.



Sl. 33. Shematski prikaz geoelektričnog profiliranja



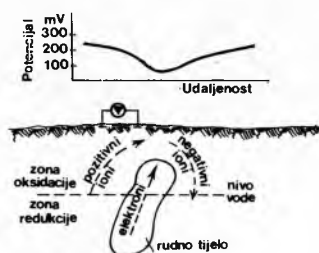
Sl. 34. Teorijski (a) i terenski (b) dijagrami geoelektričnog profiliranja. c podaci interpretacije pod b

Geoelektrično profiliranje. Ovaj naziv označuje geoelektrično ispitivanje kad se prividna otpornost mjeri uz uzastopno pomicanje cijelog elektrodnog rasporeda uzduž određenih pravaca, tzv. profila. Prema shemi na sl. 33b dobiva se sniženje, a na sl. 33c povišenje prividnog otpora zbog prisutnosti anomalne mase snižene, odnosno povišene otpornosti s obzirom na homogeno tlo prema sl. 33a. Primjenjuju se najčešće elektrodni rasporedi pod a, b, c i e prema sl. 30, obično uz isti raspored s po dva ili tri elektrodna razmaka kako bi se istodobno pratile dvije ili tri dubinske razine. Rasporedi pod c i e daju podatke za poluprostor lijevo i desno od središta, a time i izrazitije dijagrame.

Mjereni dijagrami geoelektričnog profiliranja interpretiraju se na temelju teoretskih dijagrama, kao oni na sl. 34a. Tako su interpretacijom mjerenog dijagrama na sl. 34b izdvojena četiri vertikalna sloja shematski naznačena na sl. 34c. Interpretacijom se najčešće određuju samo relativne otpornosti.

Geoelektrično profiliranje primjenjuje se za istraživanje kontakata, strmih slojeva, rudnih tijela, zona jače karstifikacije u vapnencima, rasjeda i sl. Na pokrivenim terenima ono omogućuje kartiranje ispod pokrovnog sloja.

Metoda vlastitog potencijala. Mjerenjem prirodnog potencijala na Zemljinoj površini mogu se pronaći ležišta mineralnih sirovina pod zemljom zato što oko takvih ležišta dolazi do elektrokemijskih pojava koje prouzrokuju električne potencijale. Za objašnjenje ove pojave danas je općenito prihvaćena teorija Satoa i Mooneya (1960), prema kojoj rudno tijelo kao dobar vodič provodi struju od oksidirajućih elektrolita iznad razine podzemne vode do reducirajućih elektrolita ispod te razine. Prilikom prolaza struje uzduž površine stvara se negativni potencijal koji se može ustanoviti mjerenjem na površini. Mehanizam toka struje prikazan je na sl. 35. Mjeri se bilo kakvim instrumentom za mjerenje potencijala uz uvjet da je dovoljno osjetljiv i da ima velik unutarnji otpor. Spoj sa zemljom ostvaruje se pomoću nepolarizirajućih elektroda. Obično su to porozne posude napunjene otopinom bakarnog sulfata u kojem se nalazi bakrena šipka. Time se sprečavaju štetni potencijali što nastaju kad je metalna šipka u direktnom kontaktu sa zemljom.



Sl. 35. Profil vlastitog potencijala i prikaz tokova struje u sulfidnom rudnom tijelu

Mjerenjem vlastitog potencijala pronađena su mnoga rudna ležišta. Uglavnom su to ležišta sulfida željeza, bakra, nikla i drugih metala, ali visoke potencijale stvaraju i pojave grafita i magnetita. Metoda se upotrebljava i za istraživanje podzemne vode jer protjecanje vode kroz pore i pukotine također prouzrokuje električni potencijal. Metoda se primjenjuje i za neke svrhe inženjerske geologije.

Prednost je metode vlastitog potencijala jednostavnost i brzina mjerenja, niska nabavna cijena instrumenta i opreme (u 1977. godini nekoliko stotina dolara, vjerojatno najjeftinija geofizička metoda). Loša strana je ograničeno dubinsko prodiranje.

Ž. Zagorac

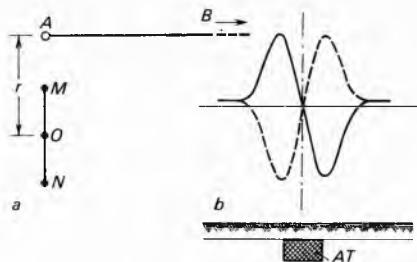
Metoda ekvipotencijalnih linija. Pri istraživanju ovom metodom određuje se mjerenjem na terenu tok tzv. ekvipotencijalnih linija (tj. linija ili krivulja u kojih je svaka točka na istom potencijalu). Na temelju nađenih odstupanja od normalne slike određuje se položaj, dubina i veličina anomalnog objekta koji je prouzročio odstupanje. Električno polje u tlu proizvodi se pomoću točkastih ili linearnih elektroda. (Točkastom elektrodom smatra se ona elektroda koja zauzima vrlo mali prostor u usporedbi s razmakom između elektroda kojima se geoelektrično mjerenje izvodi; takva točkasta elektroda smatra se ekvipotencijalnom. Linearne elektrode zbog svoje velike duljine zauzimaju veći prostor i smatraju se neekvipotencijalnim).

U praksi se više upotrebljavaju točkaste elektrode. Može se upotrijebiti istosmjerna ili izmjenična struja, ali se zbog mogućnosti primjene niskih frekvencija više upotrebljava izmjenična. Princip rada na terenu u oba je slučaja isti, razlika je samo u instrumentima.

Terensko mjerenje obavlja se tzv. nul-metodom; na jednom mjestu zabode se u tlo jedna elektroda, a drugom, tzv. tražećom elektrodom traži se mjesto koje ima jednak potencijal, tj. mjesto koje leži na istoj ekvipotencijalnoj liniji kao i prvo mjesto. Ovo drugo mjesto utvrdi se nultim položajem na mjernom instrumentu. Primjenjuje li se izmjenična struja, mjesto jednakog potencijala obično se utvrđuje zvučnim načinom, tj. traži se minimalni, nulti zvuk u slušalicama.

Metoda ekvipotencijalnih linija upotrebljava se najviše za istraživanje (otkrivanje) lećastih ili žilnih dobro vodljivih (uglavnom rudnih) tijela.

Metoda omjera pada potencijala (sl. 36). Ovom se metodom mjeri kvocijent pada potencijala između jednakih razmaka

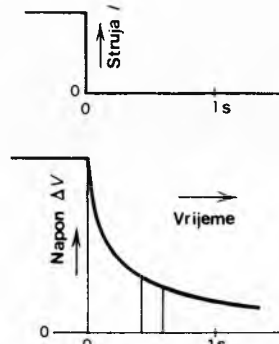


Sl. 36. Shema rasporeda elektroda (a) i mjerne krivulje (b) pri mjerenju metodom omjera pada potencijala. MON mjerni raspored, A ; B strujne elektrode, r razmak strujnih i mjernih elektroda, AT anomalno tijelo

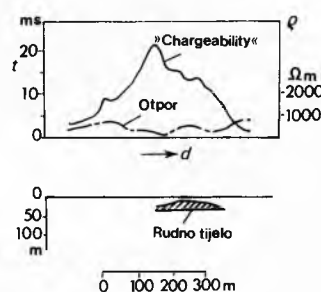
MO i ON troelektrodnog mjernog rasporeda MON . Mjerni raspored postavlja se okomito na raspored strujnih elektroda, i to bliže jednoj elektrodi. Mijenja se razmak r srednje mjerne od bliže strujne elektrode; promjena kvocijenta pada potencijala nanosi se grafički prema razmaku r . Ako se strujne elektrode premjeste na drugu stranu anomalnog tijela, dobit će se, uz jednake ostale uvjete, oko vertikalne osi simetrično okrenute mjerne krivulje koje svojim presjecištem vrlo zorno pokazuju na položaj anomalnog tijela. Obradom krivulja dobivaju se i podaci o približnoj dubini uzročnika. Sâmo mjerenje izvodi se nul-metodom.

Z. Krulc

Metoda inducirane polarizacije razvila se iz metode prividnog otpora. Postoje dvije varijante te metode, vremenska i frekventna. S vremenskom varijantom mjeri se, kao i s metodom otpora, struja koja se pušta u zemlju dvjema elektrodama, a pad napona što nastaje djelovanjem te struje mjeri se drugim dvjema elektrodama. Osim toga, prema metodi inducirane polarizacije mjeri se i napon koji na potencijalnim elektrodama još preostaje određeno vrijeme nakon iskapčanja struje, npr. nakon 0,5 ili 1 sekunde. Naime, kad se prekine struja, napon ne pada u istom trenutku na vrijednost nula, nego se kroz nekoliko sekundi smanjuje po nekoj krivulji i asimptotski se približava nuli (sl. 37). Naročito je izražena ta pojava ako pod zemljom postoji pojava raspršenih sulfida. Za vrijeme protjecanja struje na kontaktima zrnaca elektronskih vodiča (sulfida) s ionskim vodičima (voda s otopljenim solima u pukotinama stijena) dolazi do nagomilavanja naboja, i kad se struja prekine, potrebno je izvjesno vrijeme da se taj napon izjednači. U



Sl. 37. Strujne i naponske promjene pri pojavi inducirane polarizacije



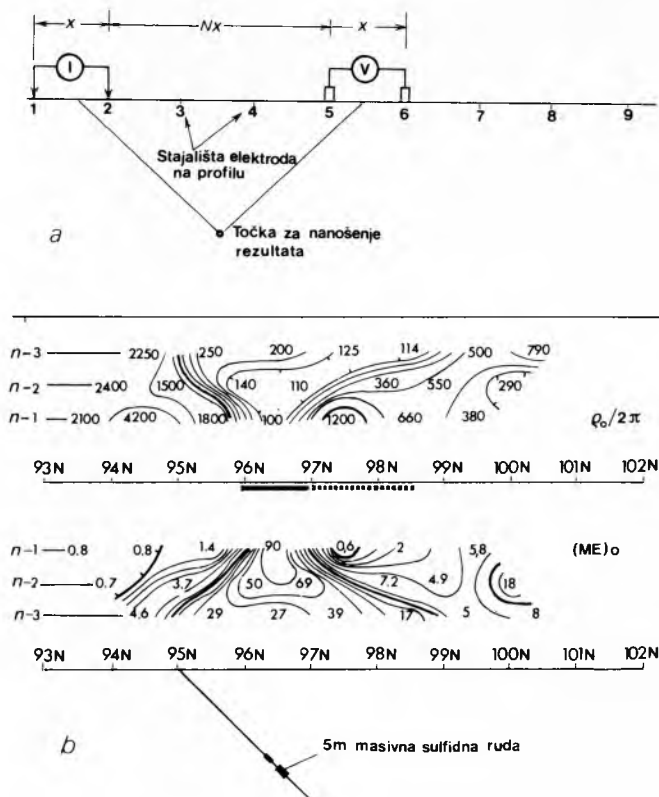
Sl. 38. Profil inducirane polarizacije i otpornosti preko rudnog tijela

praksi se mjeri ili napon u određenom trenutku nakon iskapčanja i uspoređuje s naponom koji je bio za vrijeme protoka struje, ili površina ispod krivulje na sl. 37 u određenom intervalu, i to podijeljena s naponom za vrijeme protoka struje. U posljednjem slučaju ta veličina, nazvana *chargeability* (sposobnost primanja električnog naboja), mjeri se milisekundama i označuje

slovom M (sl. 38). Pri mjerenju inducirane polarizacije može se upotrijebiti bilo koji raspored elektroda iz metode otpora. Sl. 38 prikazuje primjer istraživanja troelektrodnim rasporedom mineralizacije sulfida olova, cinka i željeza (u Kanadi). Tu metoda otpora nije dala indikacije, kao ni elektromagnetska metoda, jer ruda nije bolje vodljivosti od površinskog pokrova.

U vremenskoj varijanti inducirane polarizacije pušta se u zemlju izmjenična struja I dvjema elektrodama, a na drugim dvjema mjeri se napon U dok teče struja. Zbog pojava akumuliranja i zatim pražnjenja električnog naboja na kontaktu elektronskih i ionskih vodiča u podzemlju, napon koji će se očitati ovisit će i o primijenjenoj frekvenciji. Obično se direktno mjeri odnos $R = \frac{U}{I}$ za dvije frekvencije; razlika tih dvaju rezultata

izražena u postocima naziva se *efekt frekvencije*. Upotrebljava se još i veličina nazvana *metall factor* ($M. F.$); to je efekt frekvencije podijeljen s otporom R i množen s $2\pi 10^3$. U frekventnoj varijanti gotovo se uvijek uzima dipolni raspored elektroda, jer s drugim rasporedima prijeti opasnost da na mjerenje utječe elektromagnetska indukcija između kablova strujnih i potencijalnih elektroda. Obično se mjeri s nekoliko razmaka dipola, a rezultati se nanose u profilu jedni ispod drugih, tako da se dobiva i izvjesna slika promjene s dubinom. Sl. 39 prikazuje jedan primjer ove metode s rezultatima bušenja.



Sl. 39. Raspored pri dipolnoj metodi inducirane polarizacije (a) i rezultati geofizičkih ispitivanja i bušenja na olovno-cinkovo-bakrenoj rudi (b)

Inducirana polarizacija je najviše primjenjivana metoda pri istraživanju raspršenih sulfidnih ruda. Ponekad se primjenjuje i za istraživanje masivnih sulfidnih ruda, ali premalene dimenzije za istraživanje bilo kojom geofizičkom metodom, dok zajedno s raspršenim sulfidima oko sebe čine dovoljno velik objekt za istraživanje induciranom polarizacijom. Metoda je uspješna i pri istraživanju grafita i magnetita koji su također vodiči. Gline daju indikaciju sličnu efektu inducirane polarizacije, i ta pojava može djelovati kao smetnja pri istraživanju metalnih ruda. No, u nekim se slučajevima inducirana polarizacija mogla primijeniti pri istraživanju vode baš zahvaljujući tom djelovanju gline.

Uz prijamni dio instrumenta za induciranu polarizaciju u vremenskoj i u frekventnoj varijanti u opremu spadaju i izvor energije (generator ili akumulator), zatim kontrolna jedinica koja energiju iz tog izvora pretvara i šalje u zemlju u određenim intervalima, te bubnjevi, kablovi, elektrode i ostali pribor.

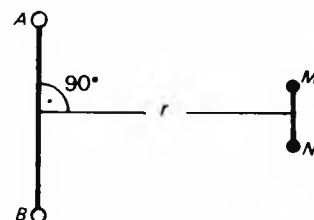
Ž. Zagorac

Metoda telurskih struja. Ova metoda osniva se na iskorištavanju prirodnih zemnih, tzv. telurskih (lat. tellus *zemlja, tlo*), struja za istraživanje građe podzemlja. Telurske struje prolaze kroz Zemlju u različitim dubinama u obliku velikih vrtloga i vezane su za Sunčevu aktivnost i elektromagnetsko polje Zemlje. Pri istodobnoj registraciji tih struja s kratkom periodom utvrđene su velike razlike u amplitudama, pri mjerenju na osnovnom (stalnom) i pokretnom (mjernom) stajalištu. Tako utvrđene lokalne i regionalne anomalije varijacije prirodnog Zemljinog električnog polja dovode se u vezu sa strukturnim promjenama i razlikama električne vodljivosti u podzemlju. Idealan slučaj za primjenu te metode jest podzemlje u kojem se iznad podloge vrlo visokog specifičnog otpora nalaze sedimenti dobre vodljivosti. Mjeri se jakost prirodnog električnog polja na površini tla. Smatra se da do povećanja gustoće struje dolazi na mjestima gdje se nalaze uzdignuća visokootporne podloge. Ta se metoda najviše primjenjuje pri istraživanju ležišta nafte i plina; naročito je povoljna za prospekciju geoloških struktura za kasnija detaljna geofizička, posebno seizmička istraživanja.

Magnetotelurska metoda. Ova se metoda sastoji u istodobnom opažanju (registraciji) varijacija Zemljinog magnetskog i električnog polja u istoj točki. Sličan oblik ovih varijacija upućuje na stanovite međusobne odnose tih dviju pojava. Strogo uzevši, magnetotelurska metoda i nije geoelektrična metoda, već kombinacija magnetske i telurske metode, pa je od te kombinacije izveden i naziv. Interpretacijom izmjerenih podataka varijacija dobivaju se dubine i debljine, te otpornosti različitih slojeva u podzemlju. Ovom metodom mogu se istraživati vrlo velike dubine podzemlja, reda veličine 10 km, tako da to čak prelazi okvire istraživanja građe Zemljine kore praktičnom geofizikom. Metoda se primjenjuje najviše u okviru kompleksnih istraživanja ležišta nafte i plina, ali nalazi u posljednje vrijeme primjenu i u zadacima rudne i inženjerske geologije te hidrogeologije.

Metoda prijelaznih struja, nazvana i metoda stvaranja elektromagnetskog polja osniva se na opažanju stvaranja elektromagnetskog polja u podzemlju. U debeloj naslazi dobrovodljivih sedimenata iznad visokootpornog horizonta elektromagnetsko polje ne nastaje trenutačno, već u nekom vremenskom intervalu. On iznosi obično nekoliko sekunda. U prvom momentu opažanja karakter elektromagnetskog polja uvjetovan je električnim svojstvima gornjeg dijela presjeka podzemlja. U toku prolazanja električnog polja od visokootpornog horizonta, tj. u toku stvaranja, jakost elektromagnetskog polja ovisi samo o uzdužnoj vodljivosti naslage vodljivih sedimenata iznad visokootpornog horizonta, tj. o veličini direktno proporcionalnoj dubini zalijeganja tog horizonta. Pri istraživanju tom metodom javlja se vrijeme kao osnovna veličina koja karakterizira dubinu istraživanja. Dubina istraživanja ovisi o razmaku r između strujnog dipola AB i mjernog dipola MN , sl. 40.

Sl. 40. Dipolni (ekvatorijalni) raspored mjerenja metodom prijelaznih struja. AB strujni dipol, MN mjerni dipol, r razmak dipola



Pri jednom položaju strujnog dipola može se promjenom položaja mjernog dipola dobiti više mjernih krivulja. Ta se metoda primjenjuje uglavnom pri istraživanju ležišta nafte i plina, za kartiranje reljefa kristalaste podloge.

Elektromagnetske metode. U tim je metodama predmet mjerenja elektromagnetsko polje što se inducira u podzemnom geološkom vodiču tokom električne struje na površini tla. Tok struje ostvaruje se: galvanski, tj. direktnim uvođenjem u tlo elektrodama i induktivno, tj. pobuđivanjem.

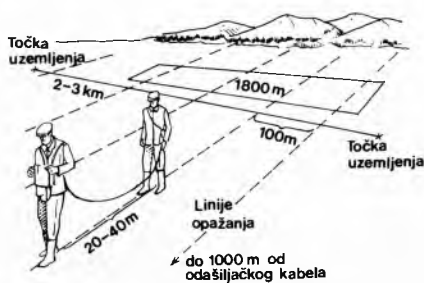
Podzemni raspored inducirane sekundarne struje istražuje se: *magnetometrijskim ispitivanjem* — neposrednim mjerenjem jakosti i/ili mjerenjem pravca magnetskog polja vezanog za podzemni tok struje; *induktivnim metodama* — pomoću petlje ili okvira s namotajima žice, na površini terena. Mjerenjem se pri tom utvrđuje: ukupno inducirana elektromotorna sila (iz koje se može odrediti jakost magnetskog polja) te elektromotorne sile inducirane u dva međusobno okomita pravca i njihovi fazni odnosi ili pravac podzemnog toka struje.

Od mnogih elektromagnetskih metoda samo se neke stalno i u većem opsegu praktično primjenjuju. Glavno područje primjene tih metoda, naročito induktivnih, jeste otkrivanje tijela dobre vodljivosti, kao što su ležišta sulfidnih ruda i grafita, tokovi podzemne vode, slojevi natopljeni slanom vodom. Opisat će se samo najvažnije od tih metoda.

Metoda odašiljačkog prstena. Primarna struja vodi se u kabel horizontalnog, prstenastog (u praktičnom izvođenju, osmerokutnog) oblika promjera do 30m, bez veze sa tlom. Jakost inducirano elektromagnetskog polja mjeri se obično na radialno položenim profilima u smjeru od odašiljačkog prstena napolje, pomoću lakoprijenosnih zatvorenih indukcijskih okvira. Mjeri se smjer i nagib magnetskog vektora sekundarne struje u podzemlju, a u kartama indikacija crtaju se linije istog nagiba tog vektora. Iz anomalnog položaja tih izolinija izvode se zaključci s obzirom na položaj podzemnih vodiča (uzročnika).

Z. Krulc

Metoda TURAM (švedski *två ram två okvira*). Metoda turam ima najdublji doseg od svih elektromagnetskih metoda. Loša joj je strana što je oprema obimnija, a potrebno je i duže vrijeme za pripremu i više ljudi za rad nego pri nekim drugim metodama. Oprema se sastoji od odašiljačkog i prijamnog dijela. Kao odašiljač služi generator izmjenične struje frekvencije od nekoliko stotina herca, napajan iz agregata. Struja se šalje ili kroz dugački kabel (~1km) u zemlju preko elektroda, ili se šalje u kabel položen na zemlju u obliku pravokutne petlje, sa stranicama duljine 500...1000m. Prijamni uređaj (sl. 41) sastoji se od dviju zavojnica spojenih kabelom duljine 20...40m. Jednu od njih nosi pomoćnik, a na drugoj,

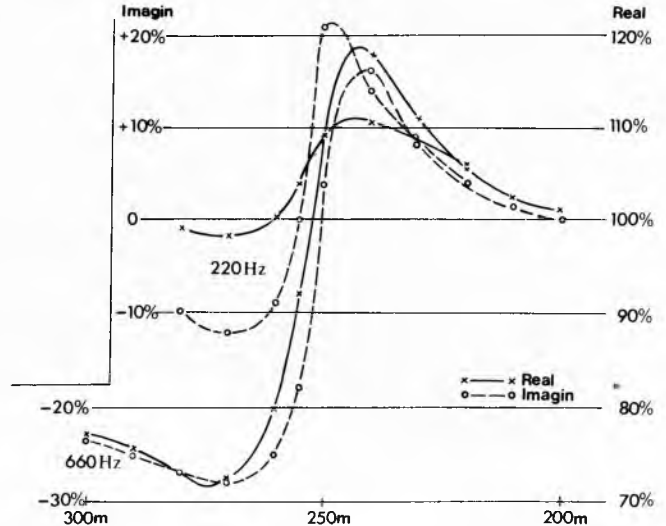


Sl. 41. Elektromagnetska metoda TURAM, rad na terenu

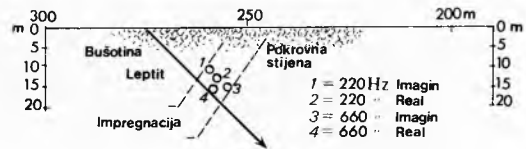
koju nosi promatrač smješten je i elektronički uređaj za mjerenje. Mjeri se odnos amplituda i razlika faza izmjeničnih električnih napona induciranih u prijamnim zavojnicama, a to znači odnos amplituda i razlika faza elektromagnetskog polja u točkama na kojima se nalaze zavojnice.

Mjerene veličine korigiraju se zbog postupene promjene amplitude s udaljavanjem od odašiljačkog kabla, te zbog promjene razmaka prijamnih zavojnica ako se taj razmak mijenja, i po potrebi zbog utjecaja topografskog reljefa. Nakon toga može se ucrtaati profil odnosa amplituda i promjene faza, te iz njega odrediti položaj i dubinu podzemnog vodiča. Za detaljniju interpretaciju obično se iz odnosa amplituda i razlika faza izračunaju amplitude realne i imaginarne komponente elektromagnetskog polja uzduž mjenjenog profila (sl. 42). To su komponente

u fazi s poljem odašiljača i komponenta koja za tim poljem zaostaje u fazi za 90° . Projekcija položaja podzemnog vodiča odgovara točkama infleksije krivulja, a dubina vodiča (sl. 43) dobiva se kao horizontalna daljina maksimuma i točke infleksije. To važi za vertikalnu komponentu polja koja se mjeri pri horizontalnom položaju prijamnih zavojnica. Detaljnijom analizom anomalija dobivenih pri različitim frekvencijama i veličinama anomalija faza i amplituda mogu se izvesti i neki zaključci o vodljivosti uzročnika anomalije i o njegovoj širini ako je dovoljno širok.



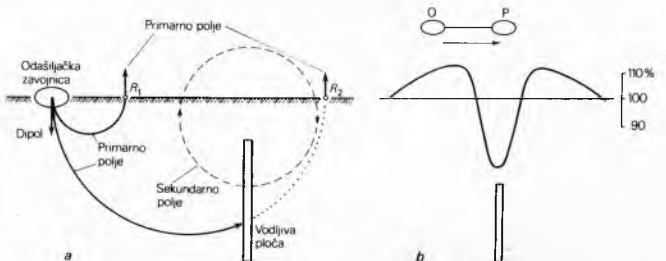
Sl. 42. Primjer mjerenja metodom TURAM. Krivulje realne i imaginarne komponente vertikalnog elektromagnetskog polja



Sl. 43. Interpretacija i rezultati bušenja anomalije iz sl. 42

Metoda turam primjenjuje se najčešće pri istraživanju dobrovodljivih žila bogatih metalnih sulfida, a manje u hidrološkim i inženjerskegeološkim istraživanjima.

Metoda pomičnog odašiljača. Za istraživanje dobrih vodiča (sulfidima bogatih ruda) na manjim dubinama (20...30m) mnogo se primjenjuje elektromagnetske metode s pomičnim odašiljačem i prijamnikom. Od tih sustava vjerojatno se najviše upotrebljava uređaj Slingram. Sastoji se od dviju zavojnica spojenih kabelom duljine nekoliko desetaka metara. Svaku od njih nosi jedan čovjek, a mjeri se uzduž profila s konstantnim razmakom. U prvu se zavojnicu šalje izmjenična struja iz oscilatora. Ta struja, s frekvencijom od nekoliko stotina do nekoliko hiljada herca, pobuđuje u okolici izmjenično elektromagnetsko polje, koje u vodičima (rudnim tijelima) pod zemljom inducira izmjeničnu elektromotornu silu. U drugoj, prijamnoj zavojnici inducira se električni napon djelovanjem rezultantnog magnetskog polja nastalog djelovanjem struje iz odašiljačke zavojnice i struje koja je posljedica indukcije u podzemnom vodiču (sl. 44). Zbrajanjem



Sl. 44. Postanak elektromagnetskih anomalija u metodi pomičnog odašiljača i prijamnika

tih djelovanja na određenim mjestima, a poništavanjem na drugima, dobiva se iznad vodiča profil kao što je ucrtan u desnom dijelu slike 44. Usporedbom s teoretski računatim ili eksperimentalno (npr. na modelu) određenim anomalijama izvedena su pravila po kojima se može odrediti položaj i dubina vodiča.

Ž. Zagorac

Metoda AFMAG. Ova se metoda obično ubraja u elektromagnetske metode. Za tu metodu izvor energije osiguravaju varijacije u intenzitetu Zemljinog elektromagnetskog polja u audiofrekventnom opsegu — odatle i naziv: Audiofrekventna magnetska metoda. Najveći dio energije tog polja nastao je od atmosferskih električnih izbijanja. Mjeri se kut inklinacije (nagiba), a u većini slučajeva i azimut tog prirodnog polja. Anomalije normalne slike elektromagnetskog polja vezane su za promjene u otpornosti tla, posebno blizu dobrovodljivih zona. Ta metoda ima velik vertikalni i horizontalni doseg pri otkrivanju i lokalizaciji takvih zona, naročito rasjeda i prijelomnica. Razrađena je i primjenjuje se praktično i zračna varijanta (aerovarijanta).

Aerogoelektrične metode. Veliki učinci primjene zračnih magnetskih ispitivanja i težnja za kompleksiranjem zračnih geofizičkih istraživanja stimulirali su posljednjih 15 godina razradu aerogoelektričnih metoda. Te se metode posebno razvijaju u Kanadi i SSSR-u.

Aerogoelektrične metode pretežno kanadskog podrijetla moguće je svrstati u dvije osnovne skupine: *pasivne metode*, koje se osnivaju na primjeni elektromagnetskog polja vanjskog izvora: prirodnog od atmosferskih izbijanja (AFMAG) i od radio-stanica dugovalnog područja (metoda VLF, Very Low Frequency); *aktivne metode*, u kojima se primjenjuje umjetno pobuđeno elektromagnetsko polje; tu su posebno poznati sustavi INPUT i Turair.

U SSSR-u te su metode razrađene u tri varijante: *metoda dugog kabela*, *metoda indukcije* i *metoda rotirajućeg polja*. U prvoj varijanti stvara se primarno polje na tlu pomoću dugog kabela; helikopter vuče za sobom u posebnoj gondoli prijamni uređaj (okvir). Pri metodi indukcije nalazi se odašiljački okvir na trupu zrakoplova, a prijamni u gondoli što je vuče isti zrakoplov. U trećoj varijanti nalaze se uređaji u dva zrakoplova: u prvom je generator sa dva međusobno okomita okvira, a u drugom mjerni uređaj sa dva međusobno okomita okvira na gondoli vezanoj za zrakoplov.

Aerogoelektrične metode primjenjuju se uglavnom za prospekciju teško dostupnih i teško prolaznih područja pri otkrivanju rudnih tijela, leća slatke vode, te kartiranju geološke podloge.

Radio-valne (radio-frekventne) metode. U tim se geoelektričnim metodama primjenjuju vrlo visoke frekvencije elektromagnetskog polja, 0,1–10 MHz. Praktičnu primjenu našle su dvije varijante: metoda radio-valne apsorpcije i radio-komparatorska metoda.

Metoda radio-valne apsorpcije (nazvana također metoda sjene ili radio-valnog prosvjetljivanja) temelji se na intenzivnoj apsorpciji energije elektromagnetskog polja u vodljivim tijelima. Nalazi li se na putu rasprostiranja radio-valova rudno tijelo, utvrdit će se iza njega sjena blizu koje će jakost polja biti malena. Ova se varijanta primjenjuje najviše u rudarstvu, npr. za otkrivanje rudnih tijela između postojećih rudarskih radova.

Radio-komparatorska metoda temelji se na proučavanju polja udaljenih radio-stanica nad zonama različite vodljivosti. Poznata je jakost normalnog polja radio-stanica, pa je lako utvrditi lokalne anomalije vezane za promjene u vodljivosti gornjih slojeva Zemljine kore. Metoda se najviše primjenjuje za istraživanje geoloških struktura, posebno temeljnog gorja (podloge).

Z. Krulc

RADIOMETRIJSKE METODE

S potražnjom urana za nuklearne reaktore došle su u široku upotrebu geofizičke metode u kojima se primjenjuju pojave radioaktivnosti. No, te se metode ne upotrebljavaju samo za

otkrivanje nalazišta urana nego i za istraživanje neradioaktivnih minerala koji dolaze zajedno s radioaktivnim, a također i pri geološkom kartiranju i strukturnom istraživanju. One se temelje na mjerenju radioaktivnosti različitih stijena (v. *Radioaktivni izotopi*). Mjerenjem energije zračenja na određenoj razini može se, uz pretpostavku da u rudnom ležištu postoji radioaktivna ravnoteža, odrediti sadržaj pojedinih radioaktivnih elemenata unutar određenih granica točnosti.

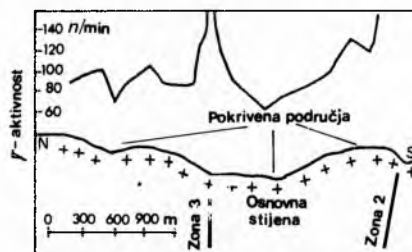
Radioaktivnost stijena. Radioaktivnost stijena ovisi o njihovom sadržaju radioaktivnih elemenata, uglavnom urana, torija i kalija. Tablica 3 prikazuje prosječni sadržaj tih elemenata u najčešćim stijenama, zajedno s njihovim uranskim ekvivalentom eU. Uranski ekvivalent je sadržaj urana u stijeni koji bi ona imala kad bi sva njena radioaktivnost bila posljedica samo djelovanja urana. Vidi se da graniti i lapori pokazuju najveću radioaktivnost, a vapnenci, pješčenjaci i bazalti vrlo nisku. Činjenica da obične stijene pokazuju radioaktivnost uzrokuje da instrumenti na njima pokazuju indikaciju koja je manja od zračenja bogate uranske rude na površini, ali može biti viša od indikacije bogate uranske rude pokrivena nanosom.

Tablica 3
PROSJEČNI SADRŽAJ RADIOAKTIVNIH ELEMENATA
NAJČEŠĆIH STIJENA

Stijena	Sadržaj g t ⁻¹			Ekvivalent γ -zračenja urana g t ⁻¹		
	Uran	Torij	Kalij	eU _{Th}	eU _K	eU _{ukupni}
Granit	5	18	3,8 · 10 ⁴	8	9,5	22,5
Lapor	3,7	12	1,7 · 10 ⁴	5	4,2	12,9
Vapnenac	1,3	1,1	0,27 · 10 ⁴	0,5	0,7	2,5
Pješčenjak	0,45	1,7	0,64 · 10 ⁴	0,8	1,6	2,8
Bazalt	0,5	2	0,5 · 10 ⁴	0,9	1,2	2,6

Tehnika radiometrijskih mjerenja. Mjeri se ili ručno sa zapisivanjem iznosa očitka i pozicije na karti gdje je mjereno, ili se mjerne vrijednosti registriraju kontinuirano u pokretu. Potonje je moguće pri mjerenju iz automobila, aviona ili helikoptera. Osim radioaktivnosti minerala u ležištima, na iznos očitka utječe i tzv. osnovno zračenje, u prvom redu kozmičko zračenje, te zračenje kalija 40 i malih količina urana i torija kojih uvijek ima u tlu i stijenama. Debljina pokrova zemlje također utječe na rezultate, jer je taj pokrov redovno slabije radioaktivan od stijene. Obično se dalje istražuje ako je iznos zračenja 3–4 puta viši od prosječnog normalnog zračenja nekog terena.

Na sl. 45 dan je primjer radioaktivnog istraživanja sa profilom preko dviju zona uraninita.



Sl. 45. Profil intenziteta γ -zračenja preko pojava uraninita

Radioaktivno zračenje bit će apsorbirano već debljinom 1–2 m stijene ili nekoliko metara pokrova zemlje ili nanosa. Ako je pokrov nastao trošenjem radioaktivne stijene ili rude ispod nje, onda će i zemlja biti radioaktivna te će se mjerenjem indirektno otkriti radioaktivna stijena ili mineralna sirovina i pod debljim pokrovom zemlje. Ako je, međutim, pokrov nanesen iz daljine, preostaje još mogućnost da se dubinski doseg istraživanja poveća primjenom *mjerenja količine radona*. Radon je radioaktivni plin, produkt raspadanja radija koji prodire pre-

ma površini zemlje kroz pukotine, pore ili vodenim tokovima. Mjeri se tako da se u zemlju zabije cijev kroz koju se crpi zrak iz dubine i uvodi u rezervoar u kojem se ispituje njegova radioaktivnost.

Osim istraživanja radioaktivnih minerala te minerala koji s njima dolaze, radioaktivna mjerenja primjenjuju se i kao pomoć u geološkom kartiranju jer izdvajaju jače radioaktivne lapore, gline, fosfatične stijene i granite od manje radioaktivnih stijena. Naročito brzo daje rezultate radioaktivno kartiranje iz aviona.

Posebno je područje primjene radioaktivnih mjerenja određivanje gustoće na temelju apsorpcije γ -zračenja. U zemlju se zabije metalna šipka s izvorom γ -zračenja na kraju, pa se na različitim točkama na površini mjeri zračenje. ApSORPCija γ -zraka u zemlji ovisi o relativnoj atomskoj masi (atomskoj težini) tvari kroz koju prolazi, a to znači da je ona za jednaki sastav zemlje ili nanosa proporcionalna gustoći. Takva se određivanja primjenjuju u hidrogeološkim i inženjerskogeološkim radovima.

Ž. Zagorac

GEOTERMIČKE METODE

Geotermičkim geofizičkim metodama istražuju se toplinska stanja i toplinske karakteristike Zemljine unutrašnjosti. Ta su istraživanja relativno plitka i ne prelaze dubinu od ~ 10 km, tj. dubine postignute najdubljim bušotinama. Toplinska izjednačenja unutar Zemlje povezana su sa svim njenim pokretima, a svojstva stijena ovise o temperaturi, pa su mnogi geofizički problemi u uskoj vezi sa geotermikom. Vulkanske pojave najizrazitiji su oblik geotermičkih pojava, a sekundarni oblici su vrući gejziri, plinovite ekshalacije, izvori tople vode i pare te općenito područja geotermičkih anomalija.

Podrijetlo topline. Temperaturne razlike unutar Zemlje uzrokom su toplinskih tokova, uglavnom iz unutrašnjosti prema površini Zemlje. Jedan dio te topline vjerojatno potječe od tzv. *originalne topline* koja je zarobljena prigodom stvaranja Zemlje. Prema mnogim autorima, najveći dio topline nastaje raspadaanjem radioaktivnih elemenata koji se nalaze u stijenama koje tvore Zemlju. U tablici 4 prikazane su količine topline što nastaju u različitim vrstama stijena te koncentracije radioaktivnih elemenata u njima.

Tablica 4

KONCENTRACIJA RADIOAKTIVNIH ELEMENATA U NEKIM STIJENAMA I ODGOVARAJUĆE NASTALE TOPLINE

Stijena	Koncentracija g t^{-1}			Srednje ukupno stvaranje topline	
	Uran	Kalij	Torij	μcal g god	mJ kg god
Sedimenti	3,00	20000	5,0	3,73	15,62
Graniti	4,75	37900	18,5	8,18	34,25
Intruzivi	2,00	18000		3,40	14,24
Bazalti	0,60	8400	2,7	1,21	5,07
Eklogiti	0,048...0,250	360...2600	0,18...0,45	0,08...0,34	0,33...1,42
Peridotiti	0,015	63	0,05	0,02	0,08
Duniti	0,008	8	0,023	0,01	0,04
Hondroditi	0,012	845	0,04	0,04	0,17

Stvaranje topline radioaktivnim raspadanjem veće je u kiselim stijenama koje se nalaze na manjim dubinama, od onog u bazičnim i ultrabazičnim stijenama koje se nalaze na većim dubinama. Prema opažanjima u različitim dijelovima Zemlje, prosječni toplinski tok iz Zemljine unutrašnjosti prema površini iznosi $\sim 67 \cdot 10^{-6} \text{ kW m}^{-2}$ ($1,6 \cdot 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Prema podacima iz tabl. 4 može se izračunati da bi se ova toplina mogla dobiti radioaktivnim raspadanjem iz sloja sedimenata deblje 59 km ili 22 km debelog sloja granita itd. Postoje i drugi, manje važni izvori topline, uglavnom hipotetični. Tako je gravitacija jedan od tih izvora topline, jer se, prema nekim autorima, pri kontrakciji Zemlje tokom duljih perioda gravitacijska energija pretvara u toplinsku. Toplina nastaje i prilikom nekih kemijskih reakcija unutar Zemlje, a nedovoljno istraženi izvor topline jest

i trenje koje se javlja pri pomacima Zemljine kore zbog tzv. plime i oseke, a i trenje u rubnim zonama tzv. plivajućih ploča na koje se prema novijim teorijama može podijeliti Zemljina kora.

Toplinski tokovi u Zemljinoj unutrašnjosti. Toplina se iz Zemljine unutrašnjosti prenosi na površinu na tri načina: vođenjem (kondukcijom), prenošenjem (konvekcijom) i toplinskim zračenjem. Najvažniji je način prijenosa topline unutar Zemlje vođenjem. Za homogene izotropne medije toplinski tok se može izraziti formulom:

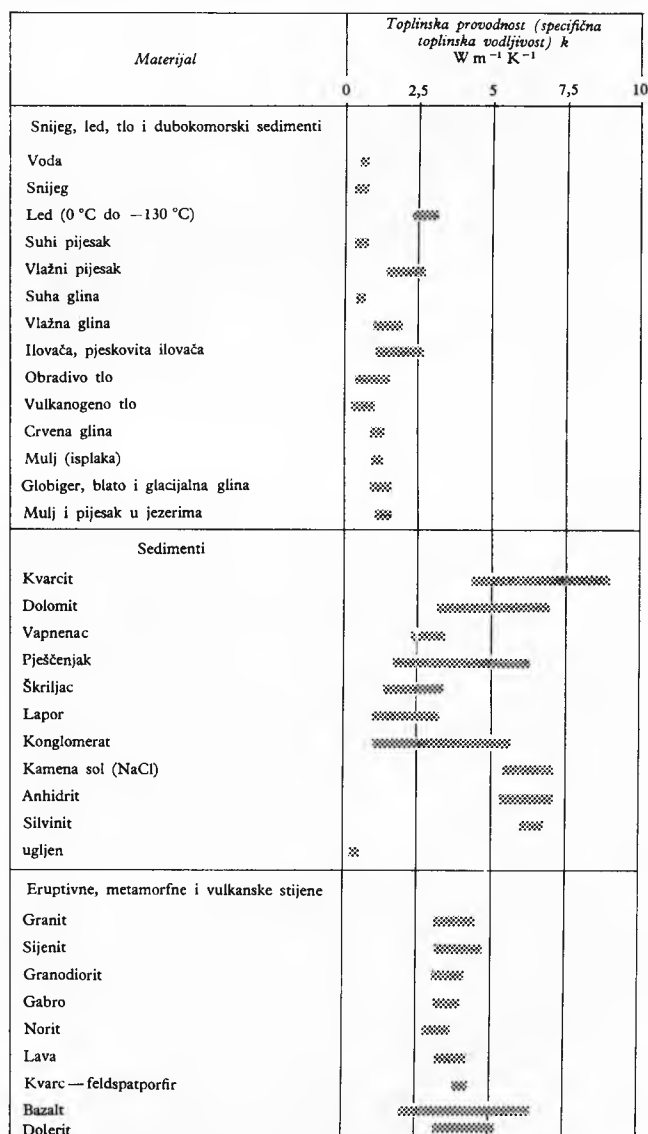
$$\dot{q}_t = -k \text{grad } \Theta, \quad (16)$$

pri čemu je k spec. toplinska vodljivost, a $\text{grad } \Theta$ gradijent temperature. Uz pretpostavku da je toplinski tok iz Zemljine unutrašnjosti prema površini pozitivan i vertikalalan, izraz se može pisati u slijedećem obliku:

$$q_t = k \frac{\partial \Theta}{\partial z}. \quad (17)$$

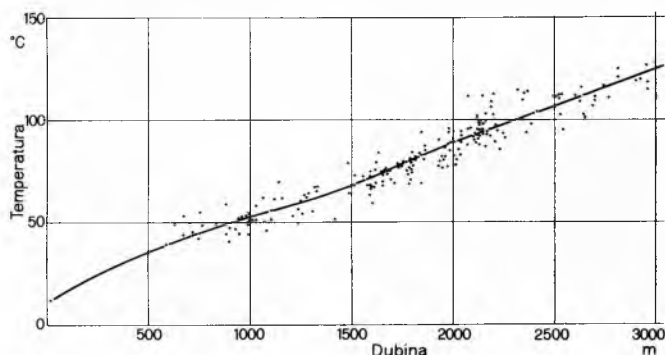
Toplinska vodljivost k može se mjeriti prikladnim uređajima na uzorcima stijene, ili određivati prema nekim toplinskim manifestacijama u bušotinama. Na sl. 46 dan je grafički prikaz vrijednosti k prema različitim autorima.

Temperatura u Zemljinoj unutrašnjosti. Odavno je poznato da se temperatura povećava idući prema središtu Zemlje. Prema



Sl. 46. Shematski prikaz toplinske provodnosti k za različite materijale

prosječnom geotermičkom stupnju, temperatura raste za 1K približno za svaka 33 metra dubine. Geotermički stupanj pokazuje dubinu za koju se treba spustiti u unutrašnjost Zemlje da bi se temperatura povisila za jednu mjernu jedinicu. Često se porast temperature izražava i geotermičkim gradijentom koji označuje temperature prema nekoj jedinici dubine. Geotermički stupanj se mijenja od $1,5 \dots 180 \text{ mK}^{-1}$. Područja s malenim geotermičkim stupnjem nazivaju se geotermička polja i takva su područja često u vezi s novijim vulkanskim aktivnostima. Pored vulkanske aktivnosti, na iznos geotermičkog stupnja utječe toplinska vodljivost stijena, njihov toplinski kapacitet, blizina područja u kojem dolazi do stvaranja topline, te pokretni fluidi (npr. voda), koji mogu biti prijenosnici topline na nekom području, tj. mogu dovoditi, odnosno oduzimati toplinu.



Sl. 47. Dijagram odnosa temperature i dubine panona u jugozapadnom dijelu Panonske nizine

Geotermički stupanj panona za područje jugozapadne Panonske nizine, dobiven na osnovi mjerenja maksimalnih temperatura u naftnim bušotinama, prikazan je na sl. 47. Prema ovom dijagramu, prosječni geotermički stupanj za to područje bio bi $\sim 25 \text{ mK}^{-1}$. Za područje Dinarida, geotermički stupnjevi su znatno veći i prema malobrojnim podacima oni su od 60 mK^{-1} do 160 mK^{-1} , a srednja vrijednost je $\sim 90 \text{ mK}^{-1}$.

Temperatura se prema unutrašnjosti Zemlje povećava promjenljivim gradijentima da bi prema nekim autorima dostigla vrijednost $\sim 3300 \text{ K}$ u središtu Zemlje. Plitkopovršinske temperature su pod klimatskim utjecajima za pojedina područja i može se uzeti da su približno jednake srednjim godišnjim temperaturama zraka. Dnevne temperature varijacije u tlu, koje su uglavnom pod utjecajem Sunčeva zračenja topline, mogu se pratiti do dubine od $\sim 1 \text{ m}$, a godišnje varijacije mogu se pratiti do dubine od $\sim 20 \text{ m}$, već prema toplinskim karakteristikama tla i iznosu temperaturnih varijacija. Za područje Panonske nizine srednja godišnja temperatura tla jest $11 \dots 12^\circ \text{C}$, dok u obalnom području Jadranskog mora i otoka srednja godišnja temperatura tla iznosi $13 \dots 16^\circ \text{C}$.

Geotermička mjerenja. Geotermička se mjerenja obavljaju na površini, po profilu dubokih bušotina i u dubokim rudarskim prostorijama. Površinska mjerenja obično se izvode u nizu plitkih bušotina (najčešće dubokih 1 m ili više) da bi se izbjegle temperaturne varijacije u tlu. Kao instrumenti najviše se upotrebljavaju termometri na principu mjerenja električnog otpora u elementu koji mijenja otpor prema promjeni temperature. Osim toga se primjenjuju termometri na principu termospoja, te živini termometri. Poseban je način mjerenja temperature Zemljine površine daljinska detekcija toplinskog zračenja.

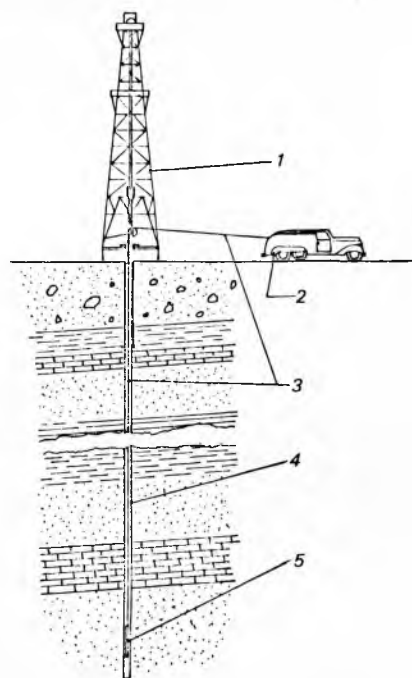
Svrha je površinskih mjerenja pronalaženje područja temperaturnih anomalija za eventualno iskorišćivanje geotermalne energije ili za rješenje nekog sličnog problema. Temperaturna mjerenja po profilu bušotina obavljaju se u bušotinama za toplu vodu, u bušotinama u kojima treba riješiti neki geoteknički problem i u dubokim naftnim bušotinama radi rješavanja problema iz područja eksploatacije nafte i plina. Kao rezultat obavljenih mjerenja i obrade podataka dobivaju se površinske ili dubinske temperaturne karte, karte geotermičkih stupnjeva ili gradijenata, karte toplinskih tokova, temperaturne

profilne karte te karte toplinskih karakteristika pojedinih područja.

GEOFIZIČKA MJERENJA U BUŠOTINAMA

Geofizičkim mjerenjima u bušotinama utvrđuju se fizička svojstva i stanje probušenih stijena i rješavaju se određena geološka i geotehnička pitanja, u prvom redu radi istraživanja i dobivanja mineralnih sirovina. Ta je vrsta geofizičkih mjerenja razvijena sa svrhom da se na neki način zamijeni skupo vađenje jezgre pri bušenju, ali ona danas daju već i mnoge podatke koji se ne mogu dobiti ni jezgrovanjem. Njihovo su glavno polje primjene naftne i plinske bušotine. U praksi se najčešće obuhvaćaju pojmom karotaža (prema franc. *carottage izvlačenje*, *izmamljivanje*; engl. *logging izvlačenje*, npr. stabala pri sječi).

Najvažnija geofizička mjerenja u bušotinama zasnivaju se na mjerenjima električne otpornosti ili vodljivosti stijena, električnog potencijala, učinaka prirodne i pobuđene radioaktivnosti i širenja elastičnih valova u probušenim stijenama. Na sl. 48 prikazan je sustav za izvođenje ovih mjerenja na nekoj bušotini za naftu. Osnovni su dijelovi uređaja: vozilo s instrumentima (uređajem za registraciju i izvorom električne energije) i višezilni kabel s mehanički i električki spojenom sondom na kraju. Za pojedine vrste mjerenja postoje različite sonde koje se mijenjaju prema određenom zadatku.



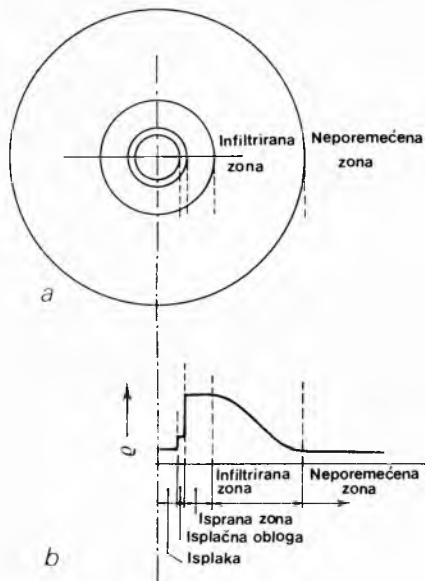
Sl. 48. Raspored uređaja za geofizička mjerenja u bušotini. 1 toranj, 2 vozilo s instrumentima, 3 kabel, 4 bušotina, 5 sonda

Električna karotaža

Ovom karotažnom metodom mjere se vrijednosti spontanog potencijala koji se javlja u bušotini, otpornosti i druga fizikalna svojstva nabušenih geoloških formacija.

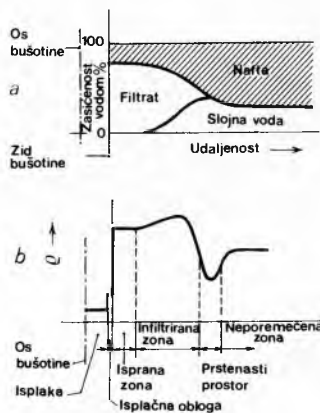
Pri svim geofizičkim mjerenjima u bušotinama treba znati da se bušenjem izmijenilo prirodno stanje stijena u neposrednoj okolini bušotine. Ta je promjena osobito važna pri radu električnim metodama. Najizrazitije promjene nastaju u dubokim naftnim bušotinama u poroznim i propusnim slojevima. Isplaka, s kojom se obično buši, mješavina je glinovitog materijala s vodom, pa u bušotini od stupca isplake nastaje povišeni hidrostatski tlak. Ako se bušotinom uđe u neki porozni i propusni sloj s nižim hidrostatskim tlakom, dolazi do infiltracije tekućine iz isplake u sloj, a na zidovima bušotine zadržat će se čvrste čestice stvarajući isplačnu oblogu ili češće tzv. isplačni kolač. Na sl. 49 prikazan je presjek bušotine i

zone oko nje u nekom vodonosnom sloju. Pored spomenute isplačne obloge, u neposrednoj je blizini zida bušotine isprana zona u kojoj je filtrat iz isplake gotovo potpuno potisnuo tekućinu iz sloja. Dalje je infiltrirana zona gdje se količina infiltriranog filtrata postupno smanjuje, a povećava se postotak tekućine iz sloja. Izvan infiltrirane zone je neporemećena zona. Na



Sl. 49. Presjek kroz bušotinu i okolišne zone. *a* horizontalni presjek kroz propusni vodonosni sloj, *b* radialna raspodjela otpornosti

donjem dijelu slike (b) prikazana je raspodjela električne otpornosti kad je otpornost filtrata isplake veća od otpornosti vode u vodonosnom sloju, a to je obično onda kad je nabušen sloj sa slanom vodom. Na sl. 50 bušotina je prošla kroz propusni i porozni sloj zasićen naftom i vodom. Tada je otpornost slane slojne vode mnogo niža od otpornosti filtrata isplake. Radikalna kvalitativna raspodjela tekućina prikazana je na gornjem dijelu sl. 50a, pa se vidi da je filtrat isplake djelomično potisnuo slojne tekućine (naftu i slojnu vodu), ali zbog razlike u pokretljivosti nafte i slojne vode dolazi do zaostajanja dijela nafte, a slojna voda stvara prstenast prostor u obliku brane. Česta je posljedica takve raspodjele tekućine radialna raspodjela otpornosti, kako je prikazano u donjem dijelu slike. Ukupna otpornost sloja u neporemećenoj zoni veća je od one na sl. 49 zbog visoke otpornosti nafte.

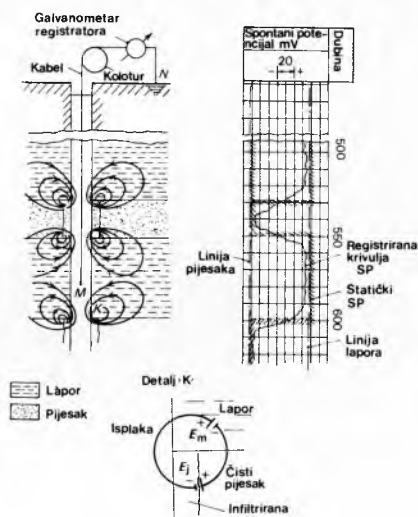


Sl. 50. Tekućine i otpornosti nakon prolaska bušotine kroz zasićeni sloj. *a* radialna raspodjela tekućina u okoliču bušotine (kvalitativno), *b* radialna raspodjela otpornosti

Spontani potencijal. Spontani je potencijal registrirana razlika u potencijalima između neke površinske elektrode i u bušotinu spuštene elektrode. Na lijevom dijelu sl. 51 shematski je prikazan način snimanja spontanog potencijala. Elektroda *M* prvo se spusti do dna bušotine, a zatim određenom brzinom izvlači prema površini uz istodobno registriranje razlike potencijala između elektrode *M* i *N* preko registracijskog galvanometra

na pokretni film. Film se kreće odabranom brzinom, tako da se dobiva određeno dubinsko mjerilo, najčešće 1:200 ili 1:500. Na desnom dijelu sl. 51 prikazana je krivulja spontanog potencijala SP koja se dobiva takvim snimanjem. Spontani potencijal ovisi o nabušenju geološkoj formaciji, te o tekućini što zasićuje tu formaciju i o tekućini u bušotini. Spontani je potencijal posljedica elektromotornih sila elektrokemijskog porijekla i elektrofiltracije. Potencijal je elektrofiltracije malen pa se može zanemariti, te treba objasniti samo porijeklo elektrokemijskog spontanog potencijala.

Na lijevom dijelu sl. 51 u presjeku je prikazan sloj pijeska između lapora. Sloj pijeska zasićen je slojnom vodom u kojoj ima otopljenih soli, a u dubokim naftnim bušotinama to je najčešće slana voda s velikom koncentracijom natrij-klorida. Koncentracija je soli u filtratu isplake manja te kontakt ovih dviju tekućina s različitim koncentracijama soli unutar propusnog sloja daje članak određene elektromotorne sile obilježen sa E_j na prikazanom detalju K sl. 51. Ioni natrija i klorida iz tekućine s većom koncentracijom nastoje prijeći u tekućinu s manjom koncentracijom, ali zbog većeg afiniteta iona natrija za vodu, negativni ioni klorida putuju brže te otopina s manjom koncentracijom postaje negativnija, tj. dolazi do razlike potencijala između ovih otopina. Isplaka u bušotini ima sličnu koncentraciju soli kao i filtrat, nižu od koncentracije slojne vode.



Sl. 51. Način snimanja spontanog potencijala

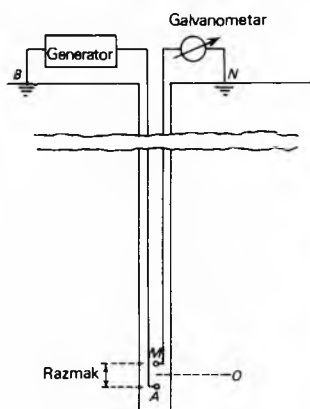
Zato se koncentracije tih otopina nastoje izjednačiti, ali se između njih nalazi lator kao membrana. Kristalna rešetka lapora s atomima silicija, aluminija i vodikom stvara listiće s rubno postavljanim atomima vodikom, što daje negativnu mrežu. Pozitivni ioni, ovdje Na^+ , prolaze kroz ovu mrežu, a negativni se ioni, Cl^- , zaustavljaju. Takvim razdvajanjem iona nastaje razlika u potencijalu i javlja se elektromotorna sila. Taj potencijal membrane zbraja se s potencijalom spajanja tekućina, kako je shematski prikazano na detalju K, dok su lijevo na slici prikazane električne strujnice na kontaktima lapora i pijeska.

Potencijal spajanja tekućina niži je od potencijala membrane. Kad bi se nekim zamišljenim izolatorom na granici slojeva zaustavio tok struje, javio bi se statički spontani potencijal prikazan na desnom dijelu sl. 51. Ako su slojevi pijeska unutar lapora debeli, čisti i određenih odnosa otpornosti prema otpornosti isplake, krivulja izmjerene spontanog potencijala približava se statičkom spontanom potencijalu, te se na takvim dijelovima jasno mogu povući linije koje dodiruju vrhove snimljenih krivulja, i to na negativnoj strani liniju pijeska, a na pozitivnoj strani liniju lapora. Kad se bušotinom probuše naslage tzv. tvrdih formacija, kao što može biti sloj propusnog pješčenjaka unutar vapnenca, onda su razlike potencijala mnogo manje, slojevi se teško razgraničuju prema snimljenoj krivulji, što je posljedica nedostatka potencijala membrane te pojave kompliciranih strujnih tokova.

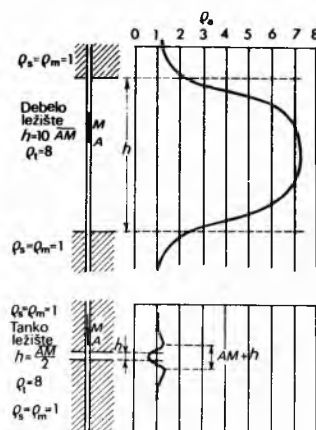
Snimanje SP ima za svrhu otkrivanje propusnih slojeva, određivanje granice slojeva, tj. njihovih debljina, koreliranje slojeva između različitih bušotina i određivanje otpornosti slojne vode.

Otpornosti (specifični otpori). Postavi li se u neko homogeno izotropno sredstvo točkasti izvor struje u obliku elektrode A , a drugi pol izvora spoji za elektrodu B u »beskonačnosti«, emitirana struja će se širiti od elektrode A u radijalnim smjerovima. Ekvipotencijalne plohe bit će kugle sa središtem u elektrodi A , a pad potencijala na nekoj udaljenosti od elektrode A funkcija je otpornosti tog sredstva. Izmjeri li se pad potencijala na nekoj poznatoj udaljenosti od elektrode A , te ako je poznata jakost protočne struje, može se izračunati otpornost sredstva u kojem se nalazi elektroda A . Na tom principu zasniva se mjerenje otpornosti stijena kroz koje je prošla neka bušotina. U prirodi nema potpuno homogene i izotropne stijene, a i bušenjem se poremećuje prirodno stanje i homogenost stijena. Mjerenjem otpornosti po kanalu bušotine dobiva se neka prividna otpornost koja ovisi o otpornosti tekućine što ispunjava bušotinu, otpornosti isplachne obloge (ako postoji), otpornosti poremećenih zona oko bušotine, otpornosti stijena i drugim faktorima. U praksi treba odrediti otpornosti neporemećenih slojeva i otpornosti zona oko bušotine. Određivanjem otpornosti u stijenama mogu se razgraničiti pojedine formacije (ako se međusobno razlikuju), odrediti njihove debljine i položaj, te iz izmjerenih veličina otpornosti odrediti i druga svojstva probušenih materijala. Za određivanje potrebnih otpornosti ili rješavanje nekih geoloških problema konstruirane su prikladne sonde.

Normalna sonda. Na sl. 52 shematski je prikazano mjerenje normalnom sondom u bušotini. Generator struje vezan je za elektrode A i B . Elektroda A je u bušotini, a na nekom razmaku ($16'' \approx 0,41$ m mala je normala, a $64'' \approx 1,58$ m srednja normala) nalazi se mjerna elektroda M spojena za mjerni instrument.



Sl. 52. Shema mjerenja normalnom sondom



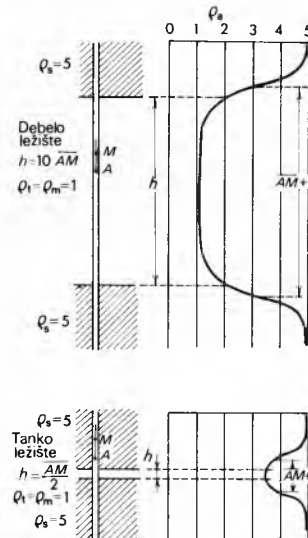
Sl. 53. Krivulje prividne otpornosti

Elektroda B i mjerna elektroda N uzemljene su na površini tako da se s električnog stanovišta mogu smatrati beskonačno dalekima. U praksi mogu biti i elektrode B i N u bušotini, radi smanjenja električnih smetnji koje se javljaju na dugom mjernom kabelu, ali ove elektrode moraju biti dovoljno udaljene od A i M da se u električnom smislu mogu smatrati beskonačno dalekima. Potencijal koji se mjeri na elektrodi M uz konstantnu struju iz elektrode A proporcionalan je otporu između ovih elektroda. Otpor između elektrode A i M promjenljiva je veličina po profilu bušotine i uz nepromijenjene uvjete u bušotini proporcionalan je promjeni otpornosti stijena kroz koje je bušotina prošla. Izmjereni i registrirani prividni otpor može uglavnom ovisiti o otpornosti stijena kroz koje je prošla bušotina, ali općenito on ovisi i o otpornostima i geometrijskim dimenzijama svih medija koji okružuju uređaj (bušotina, infiltrirana i neporemećena zona te susjedna ležišta).

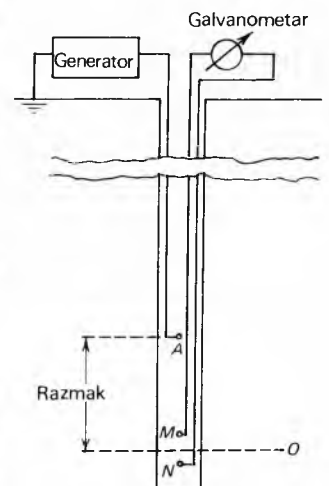
Na sl. 53 prikazane su krivulje prividne otpornosti ρ_a u nekom ležištu otpornosti veće od one susjednih stijena i bez

infiltracije, uz promjenu debljine ležišta (ρ_1 otpornost geološke formacije, ρ_m otpornost isplake, ρ_s otpornost susjednih formacija). Snimljena krivulja je simetrična i pokazuje na manju debljinu ležišta za približnu veličinu sonde AM . U donjem dijelu sl. 53 dimenzije sonde AM veće su od debljine ležišta i registrirana je krivulja otpornosti takva da se iz nje ne može pravilno odrediti debljina ležišta niti očitati otpornost formacije, a oblik krivulje bi čak pokazivao na sloj manje otpornosti. Zato pri interpretaciji treba paziti na geometrijski faktor dimenzije sonde i debljinu formacije.

Na sl. 54 prikazane su krivulje izmjerene u geološkoj formaciji otpornosti niže od otpornosti susjednih formacija. I ovdje su uočljive poteškoće u interpretaciji krivulje izmjerene na ležištu male debljine, jer izmjerena otpornost nije dostigla otpornost formacije. Krivulje su simetrične i oblikom pokazuju na debljinu ležišta veću od stvarne za veličinu sonde AM .

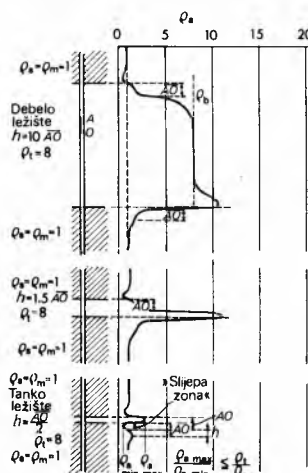


Sl. 54. Krivulje otpornosti u geološkoj formaciji s niskim vrijednostima te otpornosti

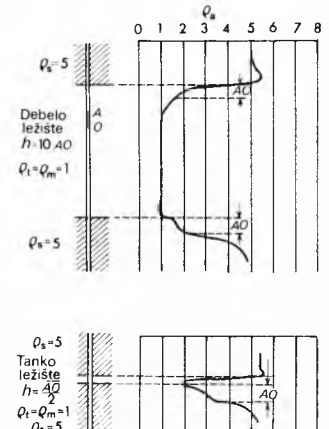


Sl. 55. Mjerenje otpornosti inverznom sondom

Inverzna sonda. Na sl. 55 shematski je prikazano mjerenje specifičnog otpora inverznom sondom. Za razliku od normalne sonde ovdje se mjeri pad potencijala na mjernim elektrodama M i N , koje su međusobno bliske, tj. mjeri se gradijent potencijala na nekoj udaljenosti od izvora struje. Raspored elektroda može biti i drugačiji, prema principu reciprociteta mogu biti zamijenjene strujne i mjerne elektrode a da rezultat ostane isti. Gradijent potencijala ovisi, pored drugih faktora, i o otpornosti probušenih formacija te se, snimajući po profilu bušo-



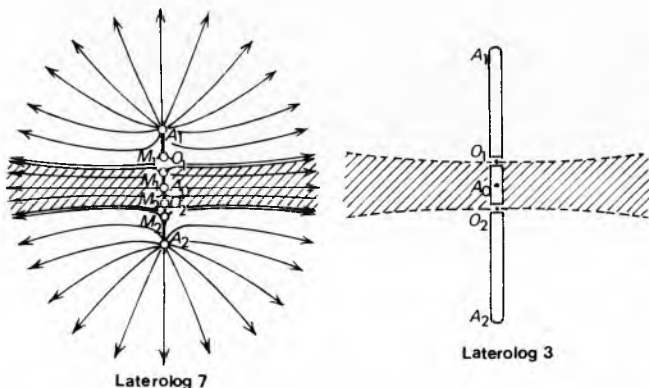
Sl. 56. Krivulje izmjerene u geološkoj formaciji s visokom otpornosti



Sl. 57. Krivulje izmjerene u geološkoj formaciji s niskom otpornosti

tine prividnu otpornost ϱ_a , mogu odrediti potrebne veličine. Na sl. 56 i 57 prikazane su krivulje ϱ_a snimljene inverznom sondom u nekoj formaciji koja ima veću otpornost od formacije što je okružuju (sl. 56), i u formaciji koja ima manju otpornost od susjednih (sl. 57). Snimljene su krivulje nesimetrične, te se pri interpretaciji mora paziti na odnos debljine formacije h i dimenziju sonde AO .

Sonde s usmjerenim strujama. Da bi se prilikom mjerenja otpornosti po profilu bušotine smanjio utjecaj isplake u bušotini i neposrednog zida bušotine, tj. da bi struja prigodom mjerenja dublje prodršla, odnosno da se ne bi rasipala po velikom presjeku, konstruirane su sonde s usmjerenim (fokusiranim) strujama. Objasniti će se princip rada dviju takvih sondi, s originalnim nazivima Laterolog 7 i Laterolog 3. Broj u nazivu sonde označuje broj elektroda, a raspored elektroda na sondama i strujni tokovi prikazani su na sl. 58. Laterolog 7 ima jednu središnju strujnu elektrodu A_0 i oko nje su simetrično razmještena tri para međusobno kratko spojenih elektroda M_1-M_2 , $M'_1-M'_2$ i A_1-A_2 . Ako se te elektrode postave u neku homogenu sredinu i pusti struja kroz elektrodu A_0 , a istodobno se struja istog polariteta dovodi i na elektrode A_1 i A_2 , dobit će se tok električne struje sa strujnicama kako je prikazano na sl. 58 lijevo. Na potencijalnim elektrodama M_1-M_2 i $M'_1-M'_2$ automatski se održava isti potencijal mijenjanjem intenziteta struje na elektrodama A_1 i A_2 . Kako nema razlike potencijala između potencijalnih elektroda, u smjeru elektroda nema toka struje, odnosno tok je okomit na ovaj smjer i na slici je predstavljen šrafirano. Znači, da bi u bušotini takav tok struje bio okomit na zidove i širio bi se u obliku neke strujne ploče. Iz središnje elektrode A_0 izlazi konstantna struja, pa su promjene potencijala koje se mjere između neke beskonačno udaljene elektrode (elektrode na površini) i jedne od potencijalnih elektroda proporcionalne otpornosti formacije u kojoj se nalazi sonda.



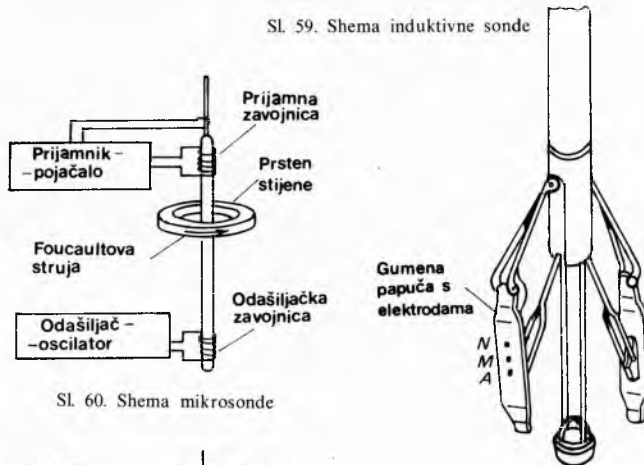
Sl. 58. Shema rada Laterologa 7 i Laterologa 3

Laterolog 3 ima samo tri elektrode, ali one imaju oblik dugih metalnih šipki. Struja istog polariteta dovodi se na sve elektrode i automatski se regulira tako da je potencijal na elektrodama A_1 i A_2 jednak potencijalu na elektrodi A_0 . Tokom rada promjenom intenziteta održava se konstantan potencijal na svim elektrodama, pa je intenzitet struje iz elektrode A_0 proporcionalan provodnosti (specifičnoj vodljivosti) formacije u kojoj se nalazi sonda. Vidi se da je strujni tok iz elektrode A_0 , slično kao u Laterologu 7, u obliku ploče debljine O_1O_2 , ali je tanji, pa je vertikalno razlučivanje slojeva bolje, a time se dobiva i više detalja. Ovim sondama mjeri se otpornost formacije ϱ_1 . Sonde su osobito pogodne pri velikim vrijednostima odnosa ϱ_1/ϱ_m (visokootporna formacija i slana isplaka) i pri velikim kontrastima otpornosti ležišta i susjednih formacija (ϱ_1/ϱ_2).

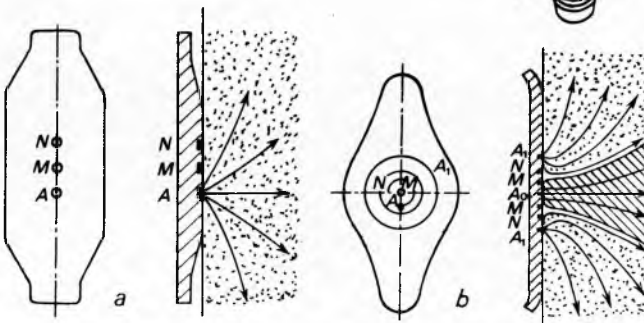
Induktivna sonda. Ako se u bušotini nalazi tekućina velike otpornosti, npr. isplaka na bazi nafte, ili ako su bušotine prazne, odnosno sadrže plin, do sada opisanim uređajima ne može se mjeriti otpornost po profilu bušotine jer struja ne može prelaziti od elektroda sonde na zidove bušotine. Da bi se moglo mjeriti i u takvim bušotinama, konstruirane su induktivne sonde.

Principijelna shema ove sonde prikazana je na sl. 59. Princip rada sonde koja ima dvije osnovne zavojnice, odašiljačku i prijamnu: u odašiljačku zavojnicu šalje se visokofrekventna izmjenična struja konstantne jakosti. Izmjenično magnetsko polje inducira elektromotorne sile koje uzrokuju sekundarne struje u formaciji oko bušotine. Ovi strujni tokovi kružno se kreću po prstenastim prostorima oko bušotine, tj. koaksijalno s odašiljačkom zavojnicom. Magnetsko polje nastalo tim kružnim strujama inducira signale u prijamnoj zavojnici, a njihova je jakost proporcionalna provodnosti geološke formacije. Signali što idu direktno od odašiljača ka prijamniku uravnoteženi su u prijamnom krugu. Takvim se sondama može mjeriti i u bušotinama s vodljivom isplakom; dobiveni su vrlo dobri rezultati. Sonde u praksi imaju nekoliko zavojnica te je indukcijско magnetsko polje fokusirano, a time su smanjeni i utjecaji isplake u bušotini, neposrednog zida bušotine i utjecaj susjednih geoloških formacija.

Sl. 59. Shema induktivne sonde



Sl. 60. Shema mikrosonde



Sl. 61. Shema rada mikrologa a i mikrolaterologa b

Mikrosonde. Mikrosondama se određuju otpornosti u neposrednoj blizini zidova bušotine. Elektrode na mikrosondama na malom su razmaku (~ 25 mm), te je dubina istraživanja mala, odnosno volumen istražnog prostora uz zidove bušotine iznosi svega nekoliko kubnih centimetara, pa se u propusnim sredinama izmjerena otpornost odnosi uglavnom na tzv. ispranu zonu. Osim toga, takvim se uređajima otkrivaju pojave isplachne obloge u bušotini, što pokazuje na postojanje neke porozne i propusne formacije. Na sl. 59 prikazan je vanjski izgled mikrosonde s pokretnim polugama na kojima su montirane izolirane papuče. Na jednoj od papuča nalaze se elektrode sonde. Mjeri se tako da se poluge odgovarajućim uređajem stisnu, zatim se sonda spusti u bušotinu, pa se na dnu bušotine poluge razmaknu te se papuče elastično pritisnu na zidove bušotine. Tako su elektrode u neposrednom kontaktu s geološkom formacijom, a to je potrebno zbog malog doseg tih uređaja. Poluge se tokom izvlačenja na površinu mogu stiskati i razmicati, prema promjeni promjera bušotine, a time se istodobno prikladnim uređajem registrira promjena promjera bušotine (tzv. mikrokaliper).

Detaljniji opis dviju vrsta sondi, tzv. mikrolog i mikrolaterolog: raspored elektroda na papuču mikrologa prikazan je na sl. 61a. Iz elektrode A emitira se struja konstantne jakosti, s tokom prikazanim strujnim linijama. Na elektrodama M i N

mjeri se pad napona za tzv. mikroinverznu sondu, ili se na elektrodi N mjeri potencijal s obzirom na neku beskonačno daleku elektrodu za mikronormalnu sondu. Pad napona je proporcionalan otpornosti neposredne formacije i registrira se na dijagramu. Razlika između registrirane otpornosti mikronormalnom i mikroinverznom sondom nastaje zbog različite dubine istraživanja, odnosno zbog radialne promjene otpornosti u formaciji, i naziva se *separacija*. Da bi se smanjili utjecaji zaostale isplake ispod papuče i moguće isplačne obloge, konstruirana je mikrosonda s usmjerenom strujom, tzv. *mikrolaterolog*. Oblik i raspored elektroda na papuči mikrolaterologa prikazan je na sl. 61b. Iz točkaste elektrode A_0 istječe struja konstantne jakosti, a tok te struje usmjeruje se prstenastom elektrodom A_1 koja ima isti polaritet kao i A_0 . Jakost struje iz elektrode A_1 automatski se podešava tako da je potencijal na elektrodama M i N jednak, odnosno razlika potencijala jednaka je nuli.

Zvučna karotaža

Zvučna karotaža je registracija vremena Δt prolaska zvučnog (elastičnog) longitudinalnog vala po jedinici duljine u nekoj formaciji. Ovo je vrijeme recipročna vrijednost brzine širenja zvučnog vala u toj formaciji, a brzina širenja zvučnog vala u nekoj formaciji ovisi o litologiji formacije i porozitetu. Ako su poznati Δt i litologija, može se odrediti porozitet formacije. Na sl. 62 shematski je prikazana sonda za zvučnu karotažu. Uz gornji i donji odašiljač u kojima se električni titraji pretvaraju u vibracije, postoje i po dva prijamnika, u kojima se vibracije pretvaraju u električne titraje. Impuls što dolazi od odašiljača predajnika putuje prema zakonima loma elastičnih valova kroz isplaku u bušotini, kroz formaciju te opet kroz isplaku do prvog, odnosno do drugog prijamnika. Registrira se razlika u vremenu nailaska vala na prvi i na drugi prijamnik, pa srednje vrijeme Δt na prijamnicima daje točnu vrijednost. Takav način karotaže primjenjuje se vrlo uspješno za korelaciju i onda kada druge metode ne daju dobre rezultate.

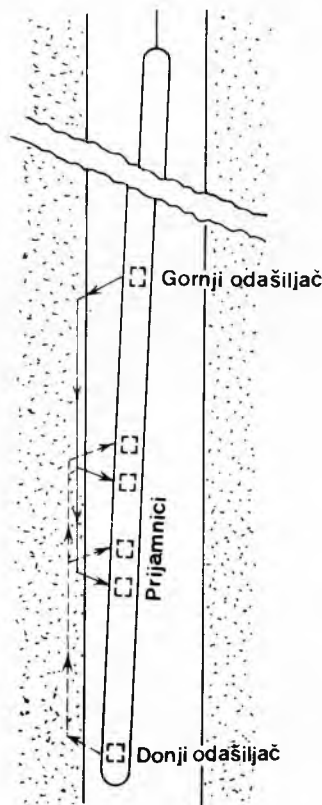
Radioaktivna karotaža

Radioaktivna karotaža obuhvaća dvije vrste karotaže, i to karotažu prirodne radioaktivnosti i karotažu pobuđene radioaktivnosti. Karotažom prirodne radioaktivnosti detektira se emisija γ -zračenja stijena, a pri karotaži pobuđene radioaktivnosti bombardiraju se stijene neutronima ili γ -zrakama iz nekog radioaktivnog izvora, a učinci tog bombardiranja, kao γ -zrake ili usporeni neutroni, registriraju se detektorima, npr. Geiger-Müllerovim ili scintilacijskim brojačem. Kako se stijene međusobno razlikuju po sadržaju radioaktivnih elemenata, detekcijom se može ustanoviti postojanje radioaktivnih minerala i mogu se pratiti litološke promjene u bušotini. Na sl. 63 prikazano je radioaktivno zračenje različitih vrsta stijena. Po apscisi je nanesen raspon zračenja pojedinih stijena, a po ordinati je naneseno zadebljanje linija prema frekvenciji događanja. Kao primjer vrlo dobro primijenjene karotaže prirodnog γ -zračenja mogu se spomenuti mjerenja u naftnim bušotinama, gdje se u serijama pijeska i lapora dobivaju dijagrami na kojima se dobro razlikuju pijesci od lapora, jer lapori najčešće pokazuju znatnu radioaktivnost. Katkad ta karotaža može biti i kvantitativni indikator sadržaja lapora u nekim formacijama, kao što su pješčenjaci, a to je važno jer zalaporenost bitno smanjuje propusnost formacije.

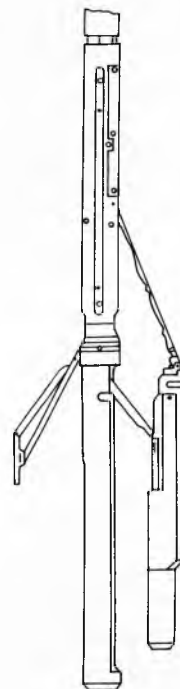
Neutronska karotaža. Na sondi spuštenoj u bušotinu nalazi se izvor neutrona, a na nekoj udaljenosti postavljen je detektor. Kao izvor neutrona uzimaju se kombinacije nekih elemenata, npr. americija i berilija; to je izvor neutrona koji daje tok od 10^7 neutrona u sekundi. Neutroni kojima se stijena bombardira sudaraju se s atomskim jezgrama i gube energiju. Pogodi li neutron jezgru atoma vodika, može izgubiti svu svoju energiju. U ovoj je karotaži primijenjena pojava da vodik u formaciji najviše utječe na usporenje brzih neutrona. Detektorima ili brojačima registriraju se, direktno, usporeni neutroni ili, indirektno, γ -zračenje što nastaje prilikom zarobljavanja neutrona u nekoj atomskoj jezgri. Najveće i slične koncentracije vodikovih atoma

nalaze se u vodi i nafti, pa se neutronsom karotažom ovi fluidi mogu direktno otkriti. Količina fluida u stijeni vezana je za porozitet, te se na dijagramima ove karotaže porozitet može direktno očitati.

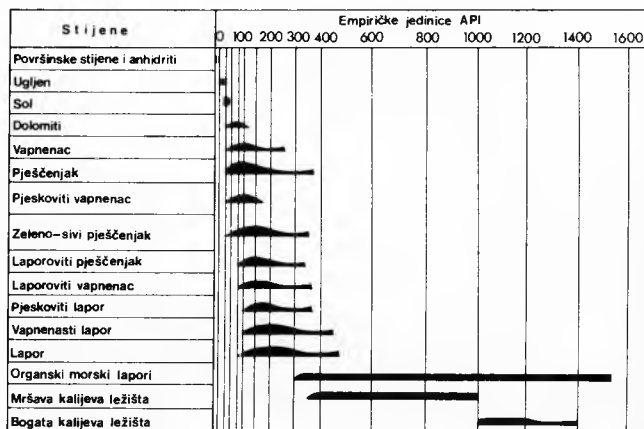
γ - γ -karotaža. Ova se karotaža zasniva na registraciji djelovanja γ -zračenja na stijene. Na sl. 64 prikazana je odgovarajuća sonda. Ona ima elastično spojene poluge, a na njima je postavljeno kućište (desno) u kojem se nalazi izvor γ -zračenja. Na različitim su udaljenostima dva detektora. Papuča na lijevoj strani pritišće kućište na suprotni zid bušotine. Stiskanje ili širenje poluga registrira se električnim putem kao promjena promjera bušotine. Za izvor zračenja upotrebljavaju se ^{60}Co i ^{137}Cs .



Sl. 62. Sonda za zvučnu karotažu (shematski)



Sl. 64. Sonda za γ - γ -karotažu



Sl. 63. Specifična γ -aktivnost različitih stijena u empiričkim jedinicama API (American Petroleum Institute)

Emitirane γ -zrake bombardiraju stijenu, te dolazi do njihove apsorpcije i rasipanja. Energija zračenja koja kroz stijenu dolazi do detektora smanjuje se proporcionalno s gustoćom stijene ili, točnije rečeno, s povećanjem broja elektrona u atomima ele-

menata. Volumenska gustoća D_b stijene koja se na ovaj način registriira ovisi o porozitetu Φ , gustoći matrice D_g i gustoći fluida D_f u porama. Ako su poznati gustoća matrice i gustoća fluida, prema izmjerenoj volumenskoj gustoći može se odrediti porozitet:

$$\Phi = \frac{D_g - D_b}{D_g - D_f} \quad (18)$$

Neke vrijednosti gustoće matrice D_g jesu: pijesci, pješčenjaci i kvarciti $2,65 \text{ g cm}^{-3}$; vapneni pješčenjaci $2,68 \text{ g cm}^{-3}$; vapneni $2,71 \text{ g cm}^{-3}$; dolomiti $2,87 \text{ g cm}^{-3}$. Gustoća fluida obično je $\sim 1 \text{ g cm}^{-3}$ zato što se u propusnim formacijama na maloj dubini iza zida bušotine nalazi filtrat isplake, a doseg ovih mjerenja relativno je malen. Noviji uređaji sustavom dvaju detektora i elektroničkim računalom automatski korigiraju utjecaje isplake, grubosti zida bušotine te isplačne obloge.

Ostale karotažne metode

Karotaža temperature obavlja se na taj način da se električni termometar spušta u bušotinu u kojoj je fluid neko vrijeme mirovao da bi mu se izjednačila temperatura s okolicom, pa se mjeri promjena temperature s dubinom.

Temperatura s dubinom raste prema nekom gradijentu, a registrirane anomalije u normalnom gradijentu mogu biti indikacije za rješenje nekih problema. Sniženje temperature u razini nekog propusnog sloja pri istraživanju nafte i plina može biti indikacija da je to plinski sloj iz kojeg je plin, što ekspandira u bušotinu, oduzeo dio topline i time snizio temperaturu. Do naglog povišenja temperature ispod nekog horizonta u bušotini dolazi ako je za vrijeme bušenja došlo do gubitka isplake u tom horizontu, tako da je odvođenje topline ispod njega mnogo manje jer se smanjila cirkulacija. Problem visine cementacije u naftnim bušotinama također se može riješiti temperaturnim mjerenjima, jer cement pri vezivanju stvara toplinu i time povisuje temperaturu.

Karotaža nagiba slojeva u bušotini također se rješava geofizičkim mjerenjima. Ako neki sloj koso presijeca bušotinu, a ima otpornost različitu od otpornosti susjednih formacija, onda se registracijom promjene otpornosti po obodu bušotine u tri točke može odrediti nagib sloja. Iz triju registriranih krivulja otpornosti očitaju se dubine promjene, a prikladnim instrumentom izmjere se ostali elementi potrebni za prostorno određivanje položaja sloja. Pored ovih mjerenja postoje i druga, rjeđe primjenjivana, kao što su mjerenja magnetskih svojstava stijena u bušotini, mjerenja u proizvodnim bušotinama itd.

K. Jelić

Geofizičke metode danas su prijeko potrebne za mnoga istraživanja u Zemljinoj kori. Istraživanja nafte praktički se više i ne provode bez geofizike, u prvom redu reflektivne seizmike te geofizičkih mjerenja u bušotinama. U istraživanju ruda, geofizičke metode najuspješnije su za masivne ili raspršene metalne sulfide te magnetit, ali su izvanredni uspjesi postignuti geofizičkim istraživanjem i mnogih drugih ruda, npr. zlata, različitih soli i fosfata te urana. U istraživanju vode, geofizičke metode su također već veoma važne, a sve više se primjenjuju i u inženjerskogeološkim istraživanjima te istraživanjima izvora geotermijske energije.

Ž. Zagorac

LIT.: C. H. Dix, Seismic prospecting for oil. Harper and Brothers, New York 1952. — M. M. Slotnick, Lessons in seismic computing. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa 1959. — V. Fritsch, Elektrische Messungen an räumlich ausgedehnten Leitern. G. Braun, Karlsruhe 1960. — M. Sato, H. M. Mooney, The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics, 25 (1960), 226/249. — И. М. Блох, Электропрофилирование методом сопротивлений. Госгеолтехиздат, Москва 1962. — J. J. Jakosky, Geofizička istraživanja. Naučna knjiga, Beograd 1963. — В. Н. Головин, Электроразведка. Изд. Акад. Наук Украин. ССР, Киев 1963. — А. Г. Тархов, Электроразведка, Справочник геофизика, III. Госгеолтехиздат, Москва 1963. — И. И. Гурич, Сейсморазведка. Недра, Москва 1964. — В. В. Федюнский, Разведочная геофизика. Недра, Москва 1964. — Б. А. Андреев, Н. Ф. Клушин, Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Недра, Ленинград 1965. — G. Kunetz, Principles of direct current resistivity prospecting. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1966. — E.

A. Мудрецова, Гравиразведка. Недра, Москва 1968. — The Robinson-Treitel reader. Seismograph Service Corp., Tulsa 1969. — А. И. Заборовский, В. Е. Никитский, Магниторазведка. Недра, Москва 1969. — H. O. Seigel, Induced polarisation method. Mining in Canada, Oct. 1970. B. S. Evenden, D. R. Stone, N. A. Anstey, Seismic Prospecting instruments, vol. 1, 11. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart 1970 i 1971. — L. L. Nettleton, Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists. Society of exploration geophysicists, Tulsa 1971. — В. А. Комаров, Электроразведка методом вызванной поляризации. Недра, Ленинград 1972. — S. Briner, Application manual for portable magnetometers. Geometrics Co, Sunnyvale 1973. — D. S. Parasnis, Mining geophysics. Elsevier, Amsterdam 1973. — С. Г. Комаров, Геофизические методы исследования скважин. Недра, Москва 1973. — Ю. В. Якубовский, Электроразведка. Недра, Москва 1973. — O. Kappelmayer, R. Haenel, Geothermies, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart 1974. — H. Christopher, H. Amstead, ed., Geothermal energy. The Unesco Press, Paris 1974. — M. B. Dobrin, Introduction to geophysical prospecting. McGraw Hill, New York 1976. — Б. К. Кунциков, М. К. Кунцикова, Общий курс геофизических методов разведки. Недра, Москва 1976. — L. L. Nettleton, Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw Hill Inc, New York 1976. — J. S. Summer, Principles of induced polarisation for geophysical exploration. Elsevier, Amsterdam 1976. — W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys, Applied geophysics. Cambridge university press, Cambridge 1976.

K. Jelić S. Kovačević Z. Krulc
A. Nowinski Ž. Zagorac

GEOID, pravi oblik Zemlje, a definiran je površinom mirnog mora produženom kroz kontinente. To je nivo-ploha polja gravitacije i kao takva u svakoj je svojoj točki okomita na smjer sile teže. Takva definicija usvojena je 1873, a na prijedlog njemačkog fizičara J. Listinga za takav — pravi oblik Zemlje prihvaćen je naziv geoid.

Strogo uzevši, srednja razina mora i nije nivo-ploha, jer u morima postoje struje koje dokazuju da se voda ne nalazi u potpunoj ravnoteži. Ta pojava, međutim, vrlo malo utječe na razinu i nema praktičnog značenja. U pojedinim državama određuje se srednja razina mora višegodišnjom registracijom. To prvenstveno služi kao polazna kota za određivanje nadmorske visine pojedinih točaka na svom teritoriju. Geoid je referentna ploha za sve nadmorske visine (kote), za visinsku predodžbu Zemljine fizičke površine. Budući da pojedine države, koje graniče s morima, svaka za sebe određuju srednju razinu mora i polaznu kotu, u praksi ne postoji jedinstveni geoid. Taj je nesklad, međutim, tako malen da se ni najpreciznijim mjerenjima, povezujući međusobno te nulte točke preciznim nivelmanom, ne bi mogao sa sigurnošću utvrditi.

Zbog nejednolične raspodjele gustoće mase Zemlje ploha geoida je nepravilna, pa prema tome i neprikladna za geodetska računanja, osobito računanja i davanja točnih koordinata-položaja točaka. Za sva geodetska računanja i kartografska prikazivanja rezultata tih računanja polazi se od ploha elipsoida određenih dimenzija kao najbliže aproksimacije geoida. Na temelju najnovijih istraživanja zaključuje se da se ploha geoida znatnije ne razlikuje od plohe dobro odabranog elipsoida (najčešće nekoliko desetaka metara, a najveća je razlika 160 m). Zbog različitog smještaja Zemljinih masa i različite njihove gustoće, smjerovi viska, tj. vertikala V , neće se svuda poklapati sa smjerovima geometrijske normale N na elipsoid. Geoid kao nivo-ploha potencijalnog polja okomit je u svakoj svojoj točki na smjer vertikale (sl. 1). Masa brda M privući će nešto visak, pa će smjer vertikale biti otklonjen od smjera normale. Kutna se razlika smjerova N i V naziva *otklonom vertikale*. Otklon vertikale uzrokuje vidljive mase. No otklon vertikale može se pojaviti i u ravnim predjelima gdje ga uzrokuje nehomogenost gustoće mase u dubini.

Astronomskim mjerenjima određuje se geografska širina i duljina neke točke na Zemljinoj površini. Položaj točke određen je smjerom vertikale — kutom što ga zatvara vertikala s ravninom ekvatora i udaljenošću meridijana kroz točku od ravnine početnog meridijana.

Pri računanju na elipsoidu položaj se točke od neke početne određuje duljinom geodetske linije i azimutom. Računanjem se dobivaju koordinate tražene točke, a tim koordinatama odgovara jedna normala na elipsoidu. Ove koordinate nazivaju se geodetske koordinate.