

# HIDROTEHNIČKE GRAĐEVINE

## 1. poglavlje: Podzemni istraživački radovi

1. Fizikalne karakteristike i principi
  - 1.1 Totalna i apsolutna poroznost
  - 1.2 Darcy-ev eksperiment
2. Geofizička istraživanja
  - 2.1 Seizmička istraživanja
  - 2.2 Geoelektrična ispitivanja
  - 2.3 Snimanja u buštinama
3. Geološka istraživanja
  - 3.1 Aluvij
  - 3.2 Taloženje vjetrom
  - 3.3 Taloženje ledom
  - 3.4 Sedimentne stijene
4. Geostatistička analiza

## 2. poglavlje: Objekti u podzemlju: zdenici, galerije kolektori

1. Vodonosni i vodonepropusni slojevi
2. Projektiranje i izgradnja zdenaca i kolektora
3. Testiranje zdenaca
4. Izgradnja piezometara i metode mjerena
5. Objekti za odlaganje otpada

## 3.poglavlje: Brane s pratećim objektima

1. Podjela i klasifikacija
2. Projektiranje i izgradnja
3. Objekti na branama
4. Procesi u akumulacijama

## 4.poglavlje: Projektiranje s analizom nepouzdanošću

1. Analiza osjetljivosti
2. Analiza rizika i donošenje odluka

**Nastavnik:** prof.dr.sc. Roko Andričević  
**Asistenti:** mr.sc. Hrvoje Gotovac  
Veljko Srzić, dipl.ing.građ.

## Poglavlje 1

# PODZEMNI ISTRAŽIVAČKI RADOVI

### Uvod

Potreba za pitkom vodom se povećava iz dana u dan, kao rezultat porasta populacije na Zemlji. Posljedica toga je značajan porast cijene vode za piće, a isto tako raste i intenzitet traženja novih i modernijih metoda za pronalaženje voda u podzemlju. Položaj vode u podzemlju, količina te njezin kemijski sastav imaju izravan utjecaj na projektiranje i način izvođenja ne samo podzemnih hidrotehničkih objekata, već i objekata na površini zemlje.

Istraživački radovi u podzemlju postaju osnova i temelj kvalitetnom projektiraju i izvođenju hidrotehničkih građevina. Tradicionalne metode istraživanja podzemlja, nekada adekvatne, konstantno se zamjenjuju novim znanstvenim tehnikama i novom mjernom instrumentacijom. Inženjer u praksi, danas, raspolaže raznim metodama i tehnikama primijenjenim u geologiji, geofizici, geokemiji, matematičkom modeliranju i naravno, u bušenju. Istraživačke bušotine te geofizička mjerena raznih fizikalnih parametara odavno su korištene u naftnoj industriji, dok je primjena u hidrotehnici bila manje zastupljena. Taj nedostatak se često odražavao u previsokoj cijeni objekata ili nepouzdanoj izgradnji i projektiranju.

Geološka i geofizička istraživanja, zajedno s inženjerskim projektiranjem i izvođenjem građevinskih objekata, discipline su koje se međusobno isprepliću kako u znanosti tako i u praksi. Premda postoje eksperti iz zasebnih područja geologije, hidrogeologije i geofizike, njihovo međusobno koordiniranje i usuglašavanje neophodno je ako se želi postići kvalitetan rezultat. Građevinski inženjer dužan je uspostaviti tu koordinaciju i samim tim mora biti upoznat s osnovnim principima kako geologije, hidrogeologije, tako i geofizike.

Glavni cilj ovoga poglavlja je dati pregled osnovnih metoda hidrogeologije, geofizike, geokemije i geostatistike, koje mogu poslužiti inženjeru (ili hidrogeologu) u rješavanju problema projektiranja i izvođenja hidrotehničkih objekata.

# 1. Fizikalne karakteristike i principi

Prije tumačenja samih karakteristika podzemlja dat je pregled nekih osnovnih fizikalnih pojmova:

1. **Energija**,  $E$ , je kapacitet da se učini rad koji je produkt sile i puta na kome djeluje. Mjerna jedinica za rad je 1 *Joul* (J), to je ustvari sila od 1  $N$  koja djeluje na putu od 1  $m$ .

$$W = F \times d \quad \left( \frac{ML^2}{T^2} \right) = \left( \frac{ML}{T^2} \right) (L)$$

2. **Sila**,  $F$ , je produkt mase i akceleracije. Mjerna jedinica za silu je 1 Newton (N) - 1 kg s akceleracijom od 1  $m/s^2$

$$F = m \times a \quad \left( \frac{ML}{T^2} \right) = (M) \left( \frac{L}{T^2} \right)$$

3. **Težina vode**,  $W$ , gravitacijska je sila zemlje koja djeluje na tijelo, i ima istu mjernu jedinicu kao i sila

$$W = m \times g \quad (M) \left( \frac{L}{T^2} \right) = \frac{ML}{T^2}$$

4. **Gustoća vode**:

$$\rho = \frac{\text{masa}}{\text{volumen}} = \frac{M}{V}$$

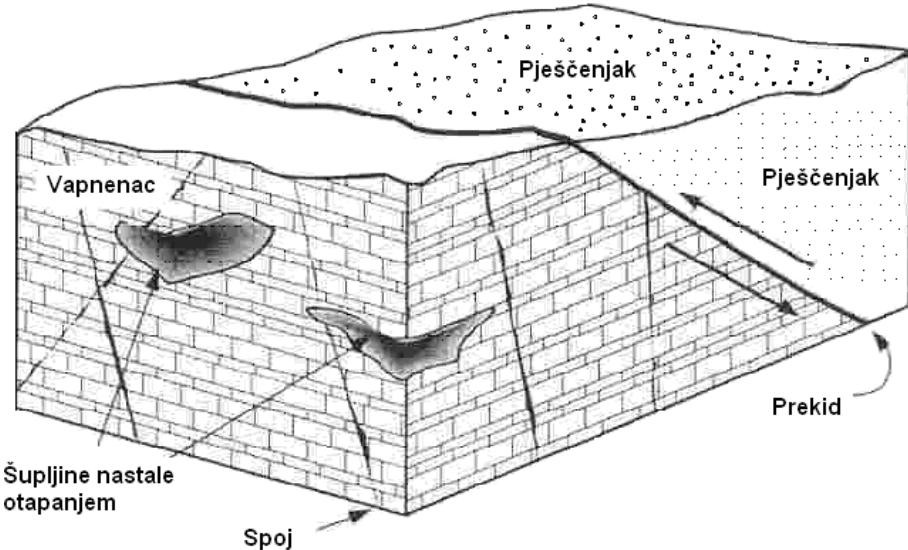
5. **Specifična težina**:

$$\gamma = \rho g = \frac{\text{masa}}{\text{dužina}^3} \frac{\text{dužina}}{\text{vrijeme}^2} = \frac{\text{masa}}{\text{dužina}^2 \text{vrijeme}^2} = \frac{W}{V} \text{ (težina po jediničnom volumenu)}$$

Svaki dio podzemlja koji u sebi sadrži vodu u mjerljivoj količini naziva se vodonosni sloj (akvifer). Voda može ispunjavati sve pore u podzemlju ili samo dio pora te se po tome definira stupanj zasićenosti porozne sredine. Tijekom vremena nastajanja, stijena u sebi formira dvije faze: fazu pora tj. otvorenog prostora, i čvrstu fazu. Stijene pri površini zemlje u stalnom su procesu fizikalne i kemijske dekompozicije i desagregacije, što rezultira kontinuiranim stvaranjem novih pora. Svako dodatno pomicanje stijena na površini zemlje može uzrokovati pucanje i stvaranje dodatnih pukotina u stijeni.

**Sedimenti** su nakupine zrnastog materijala koji se taložio pod utjecajem vode, vjetra, leda ili gravitacije. Sedimenti također sadrže otvorene pore koje se primarno nalaze između zrnatog deponiranog materijala. Sedimentne stijene su formirane iz sedimenata procesom diageneze, tj. procesom nastajanja kroz geološke epohe. Vapneničke

stijene i dolomiti su primjeri sedimentnih stijena. Oni su formirani od kalcijevog karbonata i kalcijmagnezijevog karbonata. Pri kori zemlje, sedimentne stijene su napuknute i formiraju mrežu pukotina stvarajući otvoreni volumen prostora raspoloživ za kretanje vode. Otvori, pukotine i pore su od velike važnosti u hidrologiji podzemlja i inženjerskoj praksi. Podzemna voda u određenom stupnju zasićenja ispunjava taj prostor.



Slika 1.1 Otvori i pukotine u stijeni

### 1.1.Totalna ili apsolutna poroznost

Poroznost zemljanog materijala odnos je volumena otvorenog prostora (otvorenih pora) prema totalnom volumenu promatranog uzorka. To je bezdimenzionalna veličina najčešće dana u postotku

$$\text{Totalna poroznost } n = \frac{\text{Volumen pora}}{\text{volumen uzorka}} 100 = \frac{V_v}{V} 100 \quad (1.1)$$

gdje je  $V_v$  volumen otvorenog prostora,  $V$  totalni volumen promatranog prostora i  $n$  je totalna poroznost uzorka. Poroznost se laboratorijski određuje uzimanjem uzorka s poznatim volumenom ( $V$ ). Uzorak se potom suši do konstantne težine na temperaturi od  $105^{\circ}\text{C}$ . Time se odstrani sva voda iz pora, ali ne i voda koja je kemijski vezana uz minerale. Osušeni uzorak se zatim potopi u posudu s poznatim volumenom vode i ostavi dok se potpuno ne saturira. Volumen otvorenog prostora u uzorku,  $V_v$ , jednak je razlici poznatog volumena vode u kojeg je uronjen i volumena vode u posudi kada je uzorak izvađen.

$$n = 100 \left[ \alpha - \left( \frac{\rho_b}{\rho_d} \right) \right] \quad (1.2)$$

$$\rho_b = \text{bruto gustoća uzorka} = \frac{\text{masa uzorka nakon sušenja}}{\text{originalni volumen uzorka}}$$

$$\rho_d = \text{gustoća čestica materijala} = \frac{\text{masa uzorka nakon sušenja}}{\text{volumen zrna odredjen nakon sušenja}}$$

Opisani postupak mjeri efektivni porozitet, jer isključuje pore manje od molekula vode te isključuje pore koje nisu međusobno povezane. Efektivna poroznost je prostor u poroznoj formaciji, raspoloživ za protok vode i transport zagađenja kroz podzemlje. Za potpuni saturirani uzorak, efektivna poroznost se (kinematicki) definira prema izrazu:

$$\text{Efektivna poroznost } n_e = \frac{\text{Volumen vode dreniran gravitacijski}}{\text{Volumen uzorka}} \cdot 100 \quad (1.3)$$

Ograničenja za izračunavanje efektivne poroznosti ( $n_e$ ) postoje u sljedećim situacijama:

- nepovezanost pora
- postojanje tzv. mrtvih zona
- dominiranje pukotina na većoj skali

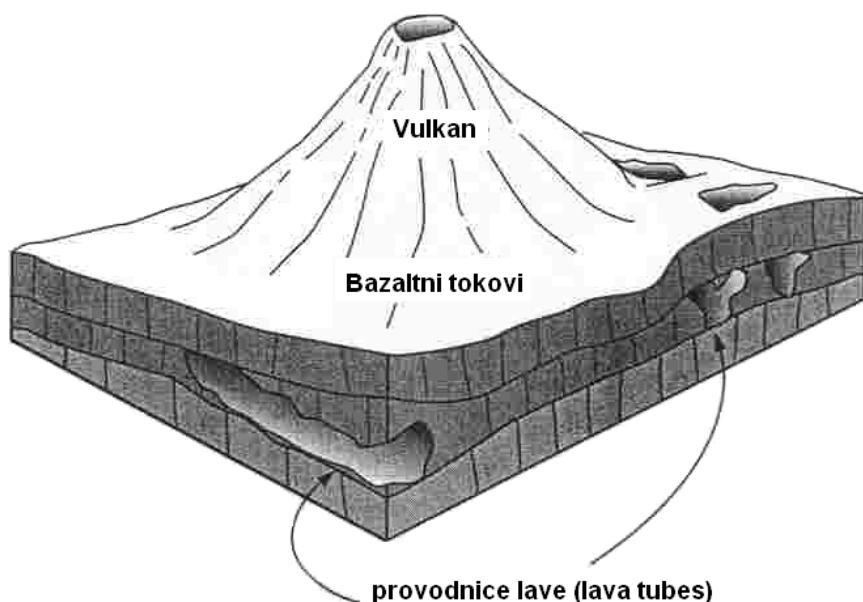
Efektivni porozitet (raspoloživ za tok vode) ima važnu ulogu u procesima transporta zagađenja u podzemlju. U nekim slabo poroznim materijalima (npr. glina) razlika između totalnog i efektivnog poroziteta je velika i njihovo točno mjerjenje je imperativ. Porozitet se također dijeli na primarni i sekundarni. Primarni porozitet je nastao za vrijeme taloženja sedimenata i uglavnom predstavlja prostor između zrnatog materijala. Njegova veličina ovisi o stupnju sortiranja i obliku deponiranog zrnatog materijala. Sekundarni porozitet nastaje hidrološkim i kemijskim procesima nakon formiranja sedimenata. Najčešći procesi koji utječu na sekundarnu poroznost su rastvaranje karbonatnih stijena, pukotine nastale tektonskim pomacima, te ostali procesi vlaženja i rastvaranja stijena kemijskim utjecajem. Sekundarni porozitet doprinosi povećanju efektivne poroznosti ( $n_e$ ).

Dolomiti i vaspenci poznati su i široko rasprostranjeni primjeri sedimentnih stijena. Oni su najčešće formirani od kalcijevog karbonata, gipsa, kalcijevog sulfata i drugih klorida. Materijal od kojega su takve stijene formirane, nekada je bio u tekućoj fazi. Kako su i padaline reverzibilnog karaktera, tako se i ova vrsta stijena može ponovno rastvarati. Cirkulacija podzemnih voda s vremenom rastvara stijenu prolazeći kroz povezane pore i pukotine. U nekim slučajevima posljedica rastvaranja može biti znatno

povećanje pukotina i stvaranje kaverni i podzemnih spilja. Proces stvaranja karbonatnih stijena je stalni. U Hrvatskoj, na područjima krša i vapnenačkih stijena, postoji veliki broj takvih primjera.

Stijene metamorfognog podrijetla su nastale pod jakom toplinom i pritiskom na već postojeće stijene. Njihov porozitet je uglavnom mali i rezultat je procesa vlaženja i pukotina nastalih tektonskim pomacima. Porozitet je uglavnom funkcija otvora pukotina te količine materijala koji ispunjava pukotine.

Stijene vulkanskog podrijetla formirane su hlađenjem lave i u sebi sadrže otvore i pukotine kao rezultat razlike brzeg i sporijeg hlađenja. Ti otvori mogu biti nepovezani i tada malo doprinose protoku vode, dok u slučaju njihove povezanosti mogu predstavljati značajnu trajektoriju za tok vode i pronos zagađenja kroz podzemlje.



Slika 1.2 Otvori i pukotine u vulkanskoj stijeni

U tablici 1.1 prikazan je srednji porozitet nekih stijena. Vrijednosti su samo indikativnog karaktera, dok stvarne vrijednosti mogu značajno varirati. U dosadašnjem tumačenju poroziteta može se primijetiti volumen uzorka u nazivniku razlomka tj. odabrana veličina uzorka. Porozitet je zato i funkcija veličine odabranog uzorka. U podzemnom mediju ta veličina, odnosno veličina odabrane skale (mjerila), igra značajnu ulogu u procesima i fizikalnim parametrima podzemlja. Ostanimo na primjeru poroziteta i promotrimo slučaj kada veličina uzorka ide u točku. Dakle, ako bi imali instrument za mjerjenje poroziteta u točci, postavlja se pitanje koliki je porozitet uzorka koji ima veličinu infinitezimalne točke?!?

Porozna sredina	Ukupna poroznost [%]	Efektivna poroznost [%]
Šljunak	45	40
Pijesak	40	30
Sitni fini pjesak	32	5
Glina	47	0 – 1
Kreda	30	2 – 6
Pješčenjaci	20	5 – 15
Graniti	2	0.2 – 2
Vapnenci	0.5 - 20	0.2 - 10

Tablica 1.1 Srednji poroziteti nekih tipova poroznih stijena

Porozitet u točci je jedan ako je točka mjernog instrumenta pala u poru ili je nula ako je pala u čvrstu fazu (npr. zrno poroznog materijala).

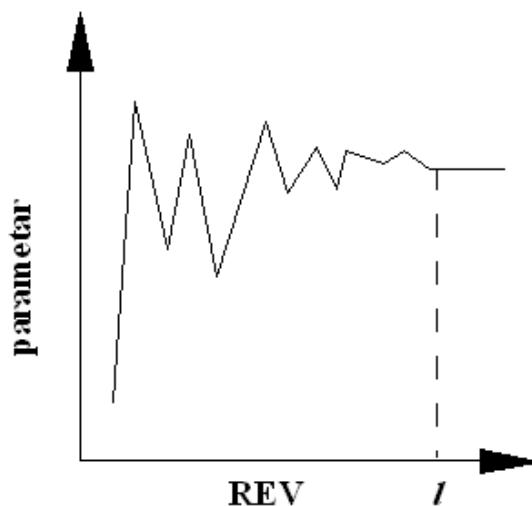
Tek povećanjem veličine uzorka na neku konačnu skalu, uvodimo obje faze i time porozitet dobiva smisao izraza (1.1) ili (1.3). Drugim riječima, dajemo matematičkoj točci u prostoru vrijednost poroziteta za određeni volumen koji okružuje tu točku. Ovaj se koncept zove *reprezentativni elementarni volumen* (**REV**) i predstavlja vrst prostorne integracije (odnosno osrednjavanja).

Osnovno pitanje koje se nameće je kako odrediti veličinu REV-a u praksi, tako da su mjereni fizikalni parametri relevantni (reprezentativni) za tu poroznu sredinu. Veličina REV-a treba zadovoljavati sljedeća dva uvjeta:

1. dovoljno velika da sadrži dovoljan broj pora kako bi se srednja vrijednost mogla naći uz istodobno zanemariv utjecaj fluktuacija na skali pora (npr.  $1 \text{ dm}^3$  za nekonsolidirane materijale).
2. dovoljno malena kako bi se varijacije parametara u prostoru mogle opisati kontinuiranim matematičkim funkcijama.

U stijenama s pukotinama, veličina REV-a može biti iznenađujuće velika tako da drugi uvjet o kontinuiranim funkcijama i nije zadovoljen. Praktično se smatra da veličina REV-a odgovara veličini uzorka kada mjerni parametar (npr. porozitet) dobiva konstantnu vrijednost u grafu kada je prikazan kao funkcija veličine uzorka (Slika 1.3).

REV koncept ima nedostataka pogotovo u opisu stijena s pukotinama kada potrebna veličina REV-a ima diskontinuitet u mnogim mernim parametrima.



Slika 1.3 Definicija Reprezentativnog Elementarnog Volumena

Drugi pristup mjerenuju relevantnih fizikalnih karakteristika podzemnih formacija je koncept slučajne funkcije koji definira poroznu sredinu kao realizaciju slučajnog procesa. Zamislimo, na primjer, da imamo više uzoraka porognog medija iste veličine (npr. veliki broj kolona ispunjenih poroznim materijalom), te u svakom uzorku mjerimo porozitet u točci (dakle, mjerimo ili jedan ili nula, ovisno da li je mjerna točka pala u poru ili na zrno materijala). Srednja vrijednost (osrednjena po broju kolona) svih mjerjenih poroziteta u točci predstavlja osrednjavanje po realizacijama porozne sredine i jednaka je prostornom osrednjavanju po jednom takvom uzorku. Vrlo bitna razlika je u tome što je osrednjeni porozitet po skupu realizacija jednak za svaku točku uzorka.

$$\begin{array}{c} 1 \quad 2 \quad \dots \quad N \\ \text{---} \quad \text{---} \quad \text{---} \quad \text{---} \\ \text{●} \quad \text{●} \quad \dots \quad \text{●} \end{array} \Rightarrow \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N i = n \quad i=1 \text{ ili } 0$$

Slika 1.4.

## 1. 2 Darcy-ev eksperiment

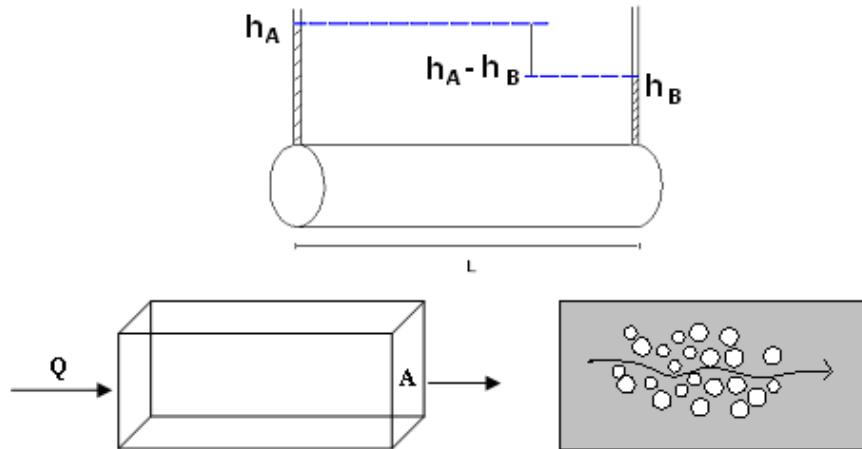
Početak hidrologije podzemnih voda kao zasebne znanstvene discipline povezuje se s 1856. godinom kada je francuski inženjer, po imenu Henry Darcy, objavio studiju vodoopskrbe grada Dijon-a u Francuskoj. U tom radu Darcy je opisao laboratorijski eksperiment protoke vode kroz cilindar pijeska. Rezultat eksperimenta je slijedeći: protok vode je proporcionalan razlici stupca vode na oba kraja ( $Q \propto h_A - h_B$ ) te obrnuto proporcionalan dužini toka vode (npr. dužini cilindra pijeska,  $Q \propto 1/L$ ). Ovaj pronalazak je kasnije generaliziran u empirijski zakon koji i danas nosi ime pronalazača. Dakle, Darcy-ev empirijski zakon se može pisati kao

$$Q = -KA \left( \frac{h_A - h_B}{L} \right) \quad (1.4)$$

ili u diferencijalnom obliku

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (1.5)$$

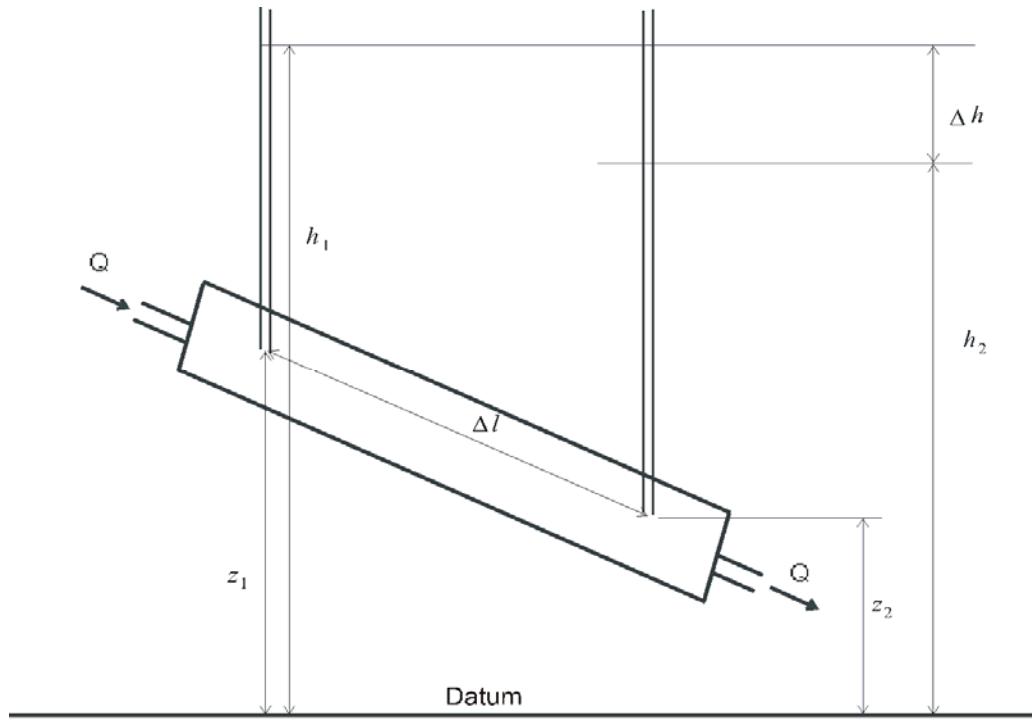
gdje  $dh/dl$  predstavlja *hidraulički gradijent*,  $K$  je konstanta proporcionalnosti,  $A$  je poprečni presjek cilindra pjeska (Slika 1.6). Negativni znak u gornjem izrazu rezultat je tečenja u smjeru opadanja hidrauličkog potencijala.  $K$  evidentno mora biti u funkciji poroznog materijala koji ispunjava cilindar, jer će držanjem konstantnog gradijenta, protok varirati za različiti porozni materijal.



Slika 1.5. Makroskopski i mikroskopski koncepti toka podzemne vode

Parametar  $K$  koji se naziva *hidraulička provodljivost (konduktivitet)* ima veću vrijednost za pjesak i šljunak, a manju za glinu i veliku većinu stijena. Budući je hidraulički gradijent,  $K$ , bezdimenzionalna veličina, ima dimenziju dužina/vrijeme, tj. dimenziju brzine.

Hubbert (1956.) je pokazao da Darcy-eva konstanta proporcionalnosti,  $K$ , ovisi ne samo o vrsti materijala, već i o fizikalnoj karakteristici vode koja prolazi kroz porozni materijal. Intuitivno je da, na primjer, sirova nafta koja je vrlo viskozna tekućina, prolazi sporije kroz porozni materijal, nego voda s daleko manjom viskoznošću. Dakle, protok vode je proporcionalan *specifičnoj težini*,  $\gamma = \rho g$ , vode. Specifična težina vode je gravitacijska sila jediničnog volumena vode (s gustoćom  $\rho$ ) i predstavlja pokretačku силу vode. Protok vode također je obrnuto proporcionalan *dinamičkom viskozitetu*,  $\mu$ , koji je mjera otpora pri tečenju vode.

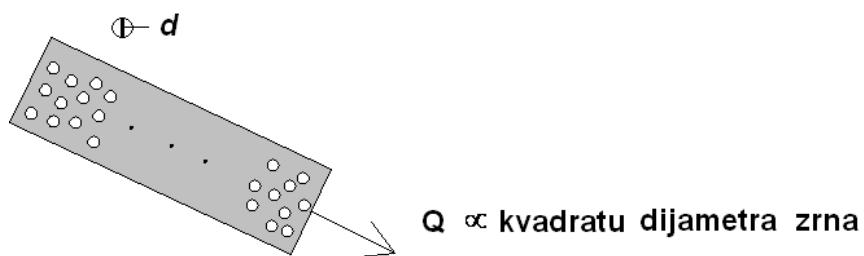


Slika 1.6. Darcy-ev eksperiment

Ako bi ponovili Darcy-ev eksperiment sa zrnima materijala jednoličnog dijametra protok vode bi bio proporcionalan kvadratu dijametra zrna

$$Q = -C \frac{d^2 \gamma}{\mu} A \frac{dh}{dl} \quad (1.6)$$

pri čemu C predstavlja novu konstantu proporcionalnosti, zvanu *faktor oblika*. C i  $d^2$  su karakteristike poroznog materijala, dok su  $\gamma$  i  $\mu$  karakteristike tekućine.



Slika 1.7 Darciev eksperiment sa zrnima materijala jednoličnog dijametra

Sada možemo definirati novi parametar zvani *permeabilitet*, tj. propusnost porozne sredine,  $k = Cd^2$ , koji je funkcija samo porozne sredine i slobodnim riječima označava veličinu otvora kroz koji tekućina prolazi,  $k$  ima dimenziju površine te se konačni oblik Darcy-evog eksperimentalnog zakona može pisati:

$$q = \frac{Q}{A} = -k \frac{\rho g}{\mu} \frac{dh}{dl} \quad (1.7)$$

Na osnovi ovog izraza, jedinica za permeabilitet je 1 *darcy* koji je definiran kao permeabilitet koji rezultira specifičnim protokom,  $q$ , od 1 [ $cm^3/s$ ] kroz sekciju od 1 [ $cm^2$ ] za tekućinu viskoznosti 1 [ $10^{-3} Pas$ ] uz gradijent pritiska od 1 [ $atm/cm$  ( $760 mm Hg/cm$ )] Jedan darcy jednak je  $9.87 \times 10^{-9} cm^2$ .

Ako se prisjetimo definicije hidrauličkog potencijala,  $h = p/\rho g + z$ , onda se za nestišljivu tekućinu može pisati

$$q = -\frac{k}{\mu} \nabla(p + \rho g z) = -\frac{k \rho g}{\mu} \nabla h \quad (1.8)$$

gdje  $\nabla$  označava gradijent skalara, npr., vektor s datim komponentama  $(\partial h/\partial x, \partial h/\partial y, \partial h/\partial z)$ . Iz gornjeg izraza definicija hidrauličke vodljivosti je

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} = \frac{kg}{v} \quad (1.9)$$

čije su dimenzije iste kao i za brzinu:

$$[K] = \frac{(dužina^2)(masa dužina^{-3})(dužina vrijeme^{-2})}{(masa dužina^{-1} vrijeme^{-1})} = (dužina vrijeme^{-1}) \quad (1.10)$$

Kinematički viskozitet je:  $\nu = \frac{\mu}{\rho} \left[ \frac{L^2}{T} \right]$  (1 stokes =  $10^{-4} m^2/s$ )

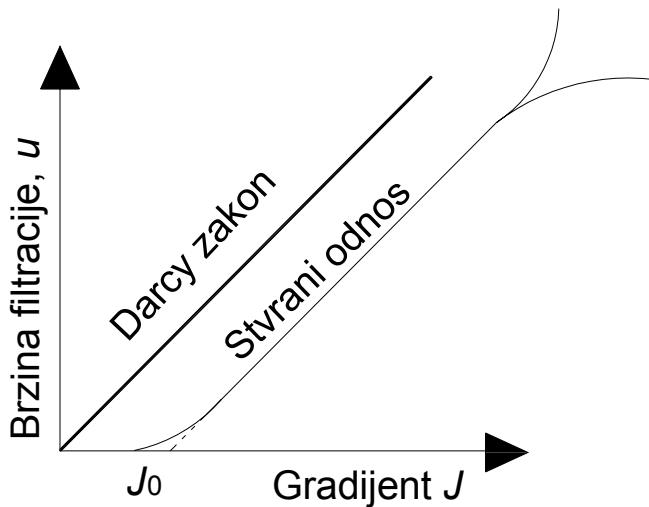
Darcy-ev eksperimentalni zakon je široko korišten u praksi i predstavlja linearni odnos između hidrauličkog gradijenta i specifičnog protoka, odnosno brzine filtracije  $u = q/n$ .

Premda se Darcy-ev zakon potvrdio eksperimentalno na raznim primjerima, postoje slučajevi kada linearni odnos ne vrijedi. To su slučajevi s vrlo niskim i vrlo visokim hidrauličkim gradijentom. Slika 1.8 prikazuje skicu nelinearnog odnosa za niske gradijente kada Darcy-ev zakon vrijedi samo za gradijente veće od  $J_0$ , npr.,  $u = K(J - J_0)$ . Takvi primjeri se nalaze kod kompaktnih glinenih poroznih sredina gdje za niske gradijente odnos postaje nelinearan.

U slučajevima visokih gradijenata može se eksperimentalno pokazati da je proporcionalnost između brzine filtracije i gradijenta kvadratnog oblika:

$$\nabla h = \alpha u + \beta u^2 \quad (1.11)$$

gdje su  $\alpha u$  gubici zbog viskoznog trenja uz čvrstu fazu, dok  $\beta u^2$  označava gubitke zbog inercije tekućine (dissipacija kinetičke energije u porama što ima sličnosti s gubicima pri suženju cijevi).



Slika 1.8. Nelinearni odnos za niske gradijente

Granica u visini hidrauličnog gradijenta kada Darcy-ev zakon prestaje važiti, ovisi o tipu porozne sredine, a može se opisati bezdimenzionalnim Reynoldsovim brojem,  $R_p$ , za porozne sredine (deMarsily, 1985):

$$R_p = u \rho \sqrt{k} / \mu \quad \text{ili} \quad R_p = u d \rho / \mu$$

Gdje  $u$  označava brzinu filtracije ( $\text{dužina vrijeme}^{-1}$ );  $\sqrt{k}$ , je drugi korijen permeabiliteta (dužina);  $\mu/\rho$  je kinematički viskozitet ( $\text{dužina}^2 \text{ vrijeme}^{-1}$ ) i  $d$  je srednji dijametar zrnatog materijala porozne sredine. Važno je napomenuti da je točna definicija Reynolds-ovog broja,  $ud\rho/\mu$ , (  $u$  ovdje predstavlja srednju brzinu u cijevi dijamетra  $d$  ) te se ne može uspoređivati s gornjom definicijom koja je specifična za poroznu sredinu. U praksi se kaže da Darcy-ev zakon vrijedi pri Reynolds -ovom broju manjem od limita 1 – 10. U tim slučajevima tečenje je laminarno unutar pora. Kad  $R_p$  počinje dosezati vrijednosti 10 – 100 dolazi do nestacioniranih pojava i sile inercije nisu više zanemarive što rezultira nelinearnosti između brzina filtracije i gradijenta - kvadratni oblik u (1.11) počinje dominirati.

Tipičan primjer takvog stanja su tečenja u kršu gdje je dissipacija kinetičke energije značajna. Način mjerjenja i analize hidrauličke vodljivosti biti će opisani detaljnije u slijedećem poglavljju. Tablica 1.2 pokazuje neke približne raspone hidrauličkog konduktiviteta za razne vrste poroznih sredina.

Porozna sredina	K (m/s)
krupni šljunak	$10^{-1} - 10^{-2}$
pjesak i šljunak	$10^{-2} - 10^{-5}$
fini pjesak	$10^{-5} - 10^{-9}$
glineni materijali	$10^{-9} - 10^{-12}$
dolomiti	$10^{-3} - 10^{-5}$
krednjaci	$10^{-3} - 10^{-5}$
vapnenačke stijene	$10^{-5} - 10^{-9}$
pješčari	$10^{-4} - 10^{-10}$
granit, bazalt	$10^{-9} - 10^{-13}$

Tablica 1.2. Približni raspon hidrauličke vodljivosti za neke porozne sredine

## 2. Geofizička istraživanja

Geofizika istražnih bušotina je znanstvena disciplina mjerena i analize različitih karakteristika podzemnih geoloških formacija koje bušotina presjeca. Sinonimi u stranoj tehničkoj literaturi su "geophysical logging" i "well logging", a cijela znanstvena disciplina nastala je iz potreba naftne industrije. Identifikacija geoloških formacija, lokacija i količina podzemne vode te prognoza kapaciteta vodonosnih slojeva česti su ciljevi u geofizičkim istraživanjima. Geofizika istražnih bušotina sastoji se od mehaničkih (pasivnih) metoda, raznih električnih metoda mjerena koje uključuju električni otpor i potencijal, nuklearnih metoda (gama-gama, neutron), akustičnih metoda i metoda mjerena magnetskih i termalnih karakteristika.

Geofizički zapis može se obavljati na otvorenim bušotinama i onima čije su stjenke obložene. Dobiveni podaci koriste se za identifikaciju raznih karakteristika porozne sredine koje su bitne za inženjerske odluke o gradnji kako podzemnih, tako i nadzemnih hidrotehničkih objekata. Kod velikog broja objekata u hidrotehnici, geofizička mjerena su imperativ za pouzdano i ekonomično projektiranje i izvođenje.

Geofizička mjerena najčešće se obavljaju sondama koje se kabelski spuštaju u buštinu, a zabilježena mjerena se prenose preko kabela na površinu u digitalni zapis. Sonda je obično postavljena u vodonepropusnom kućištu i sadrži niz komponenti za

procesiranje električnih signala. Geofizički zapis putem računala ima prednosti u točnosti, brzini i ekonomičnosti.

U povijesti nalazimo prilično ranu primjenu geofizičkih istraživanja. Iako se sami počeci mogu pratiti od 1869. godine kada je lord Kelvin prvi primijenio temperaturna mjerena u zdencu, smatra se da su prve temelje geofizike postavili braća Conrad i Marcel Schlumberger 1927. godine primjenivši prvi zapis mjerena električnog otpora u bušotini. Od tada je tehnika mjerena električnog otpora dobila široku primjenu kako u naftnoj industriji, tako i u građevinarstvu. Schlumberger korporacija i danas je jedna od najjačih svjetskih organizacija za geofizička istraživanja. Mnogi zapisi koji su priloženi u slijedećim sekcijama kopije su zapisa Schlumberger korporacije. Slijedeća lista daje kratki povjesni razvoj geofizičkih istraživanja:

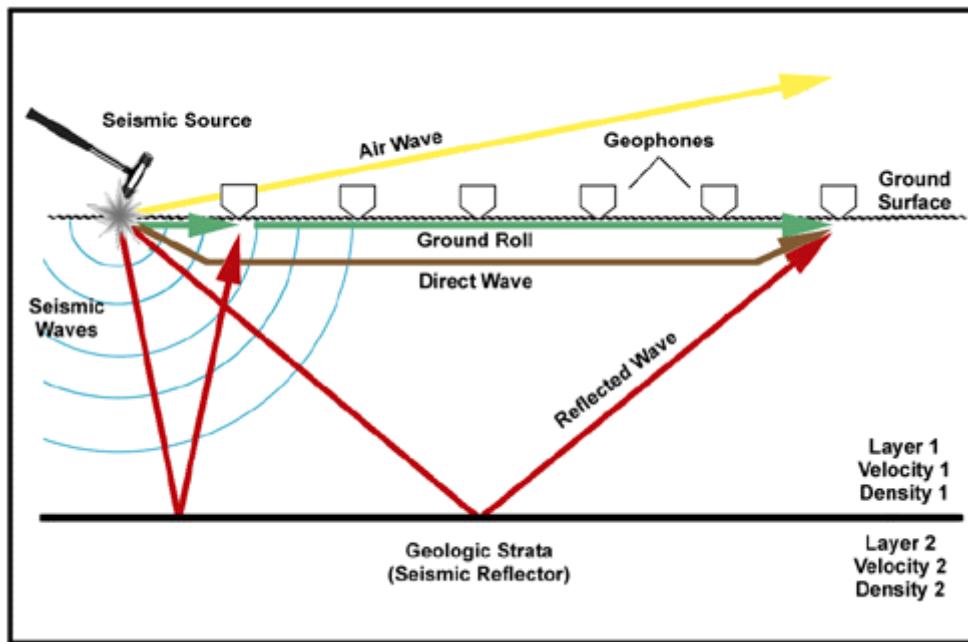
- 1889.god.: Lord Kelvin vrši prva temperaturna mjerena u zdencu
- 1913.god.: Mjerenje električnog otpora u jednoj točci u zdencu
- 1927.god.: Braća Schlumberger koriste prvi lateralni zapis električnog otpora
- 1930-tih god.: Kvalitativna analiza na osnovi korelacija (otpor, gama zrake, caliper)
- 1940-tih god.: Kvantitativna analiza počinje (Archie-ev zakon)
- 1960-tih god.: Napredak u razvoju geofizičke instrumentacije
- 1960-tih god.: Napredak u geofizičkoj instrumentaciji
- 1980-tih god.: Korištenje osobnih računala u geofizičkom zapisivanju (novi "software")
- 1990-tih god.: Novi "software" i "nuclear magnetic resonance" tehnike

Geofizika je i danas u procesu stalnog razvoja i postaje vrlo snažno sredstvo u skoro svim inženjerskim disciplinama koje imaju kontakt s poroznom sredinom. Svrha ovih rukopisa je dati samo opći pregled razvoja geofizike, a čitateljima koji žele opširniji opis materije, bibliografija na kraju poglavljia može poslužiti kao dodatni i detaljniji izvor informacija.

## **2.1. Seizmička istraživanja**

Seizmička istraživanja se temelje na generiranju seizmičkih valova i analizi njihovih širenja kroz poroznu sredinu. Mjerenjem brzine širenja tih valova te njihovog prigušenja u poroznoj formaciji dobiva se informacija o mehaničkim karakteristikama stijene.

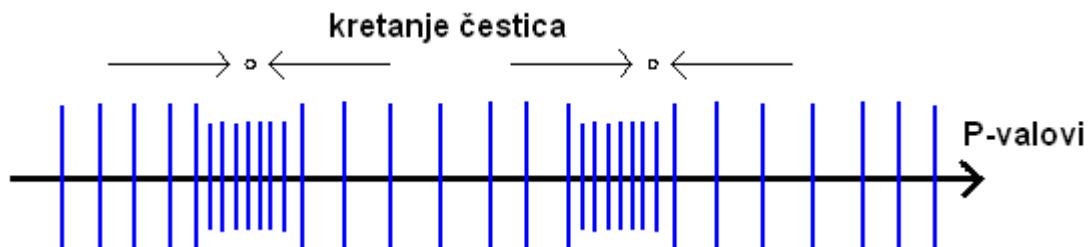
Općenito, seizmička istraživanja koriste se za određivanje dubine do čvrste stijene, određivanje litološke strukture, nagib slojeva te dubina do nivoa podzemne vode. Izvor energije za manje dubine istraživanja može se izazvati udarcem čekića na metalnu ploču, a za veće dubine eksplozivom.



Slika 2.1. Seizmička mjerena

Na površini terena, po profilu, na određenoj udaljenosti od izvora postavljaju se odgovarajući geofoni koji registriraju valove (titraje) te ih pretvaraju u električne napone (sl.2.1). Postoje dvije osnovne vrste seizmičkih valova:

1. **P valovi** (sl. 2.2); koji se još nazivaju longitudinalni, valovi kompresije ili primarni valovi. Pokretanje čestica je u smjeru širenja i ovisi o sukcesivnoj kompresiji ili dilataciji.



Slika 2.2. Longitudinalni val

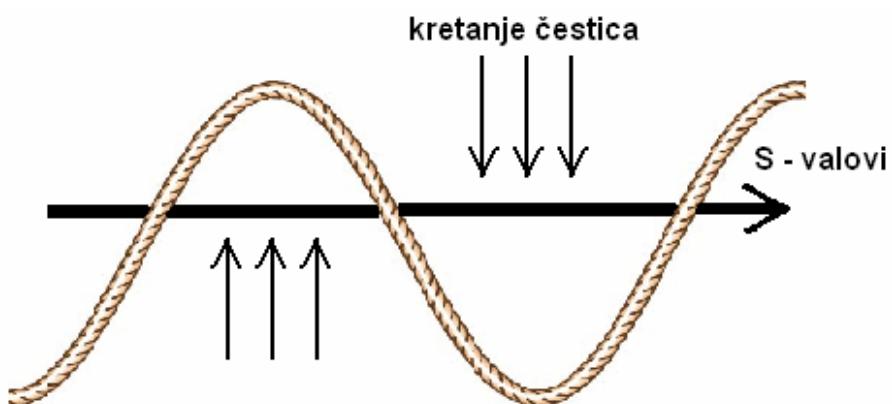
Brzina širenja tih valova može se izraziti preko osnovnih parametara elastičnosti koji se koriste prilikom projektiranja i izvođenja hidrotehničkih građevina. Slijedeći izraz (Chapellier, 1992) se koristi:

$$\text{brzina širenja, } V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

pri čemu je  $\rho$  prostorna gustoća smjese,  $k$ , označava prostorni dinamički modul, a  $\mu$  je dinamički modul smicanja.

2. **S-valovi** (sl. 2.3); nazivaju se također poprečni, torzioni ili sekundarni valovi.

Oni se registriraju nakon dolaska primarnih valova. Kretanje čestica je okomito smjeru širenja primarnih valova.



Slika 2.3. Poprečni val

Brzina širenja S-valova se također može izraziti kao funkcija parametra elastičnosti:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

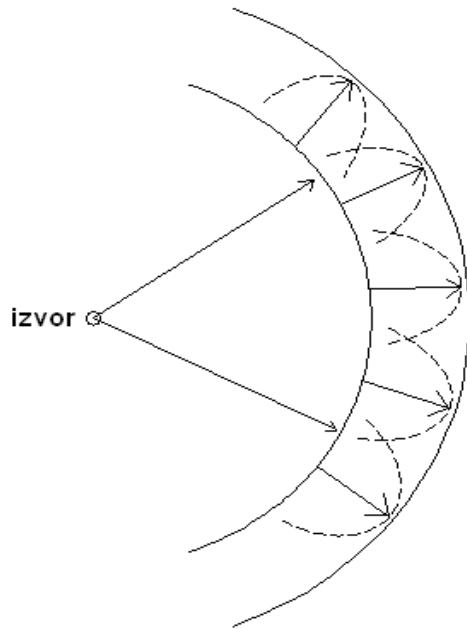
te se oba izraza koriste za određivanje potrebnih parametara elastičnosti. Modul smicanja je praktično nula u tekućini tako da se S-valovi ne šire u vodi. Općenito  $P$ -valovi imaju manju amplitudu nego S-valovi, ali se zato brže šire i prvi su koji stižu do postavljenih geofona.

### 2.1.1 Površinska seizmička istraživanja

Primijenjena seizmologija jako je razvijena praktična disciplina u naftnoj industriji gdje se seizmičke refleksijske metode dosta koriste. Nasuprot naftnoj industriji, u hidrogeologiji, su seizmičke refrakcijske metode korisnije i predmet su geofizičkih istraživanja.

#### ▪ propagacija seizmičkih valova

Seizmički valovi se šire slično kao i svjetlost, a i ponašaju se po istom zakonu - *Huygens-ov zakon*. Ovaj zakon opisuje širenje valova kao koncentričnih krugova. Svaka točka u kontaktu s frontom vala postaje izvor valova za daljnje točke te svaka čestica koja oscilira prenosi svoje kretanje na okolne čestice.



Slika 2.4. Širenje seizmičkog vala

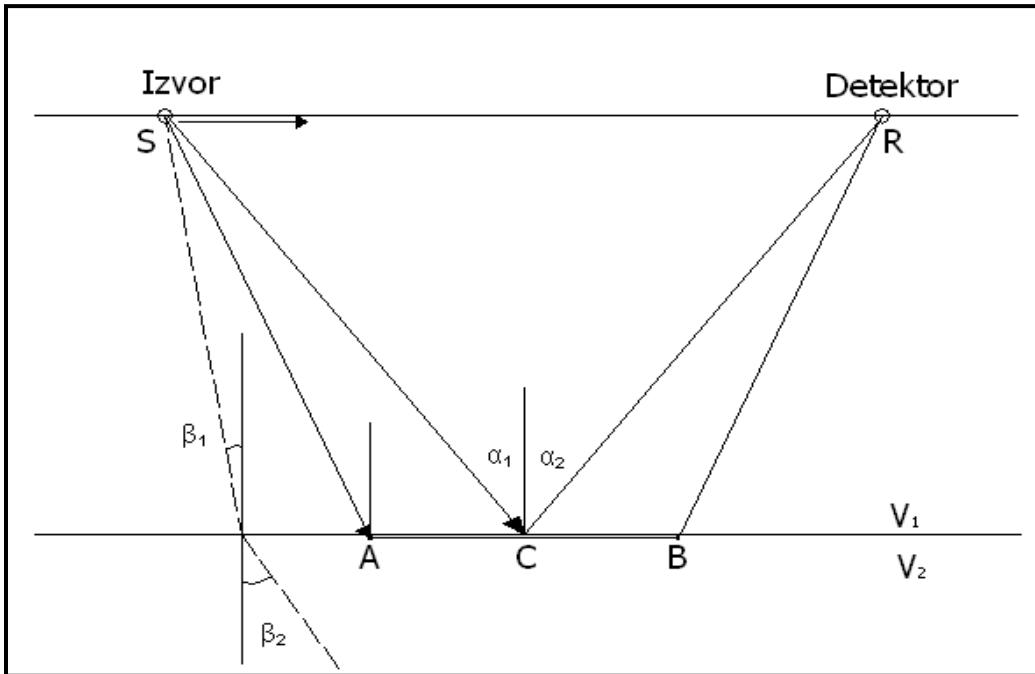
Promotrimo primjer s dvije litološke formacije u podzemlju kao što je prikazano na slici 2.5. Za valove generirane u izvoru S, postoje tri vrste valova koje postavljeni geofoni mogu registrirati. To su:

- Direktni valovi, SR, koji ostaju u mediju 1
- Reflektirani valovi, SCR, koji su locirani u mediju 1, ali su u doticaju s točkom C u mediju 2
- Refrakcijski valovi, SABR, koji se šire u mediju 2, nakon što su prošli kroz medij 1

Drugi zakon koji je važan u analizi seizmičkih istraživanja je *Decartes-ov zakon* koji se odnosi na kutove označene na slici 2.5:

- - Kut refleksije,  $\alpha_2$  jednak je kutu ulaza  $\alpha_1$
- Kutovi  $\beta_1$  i  $\beta_2$  formirani su refrakcijskim seizmičkim zrakama (na horizontalnoj plohi) te zadovoljavanju slijedeće relacije

$$\frac{\sin \beta_1}{\sin \beta_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.3)$$



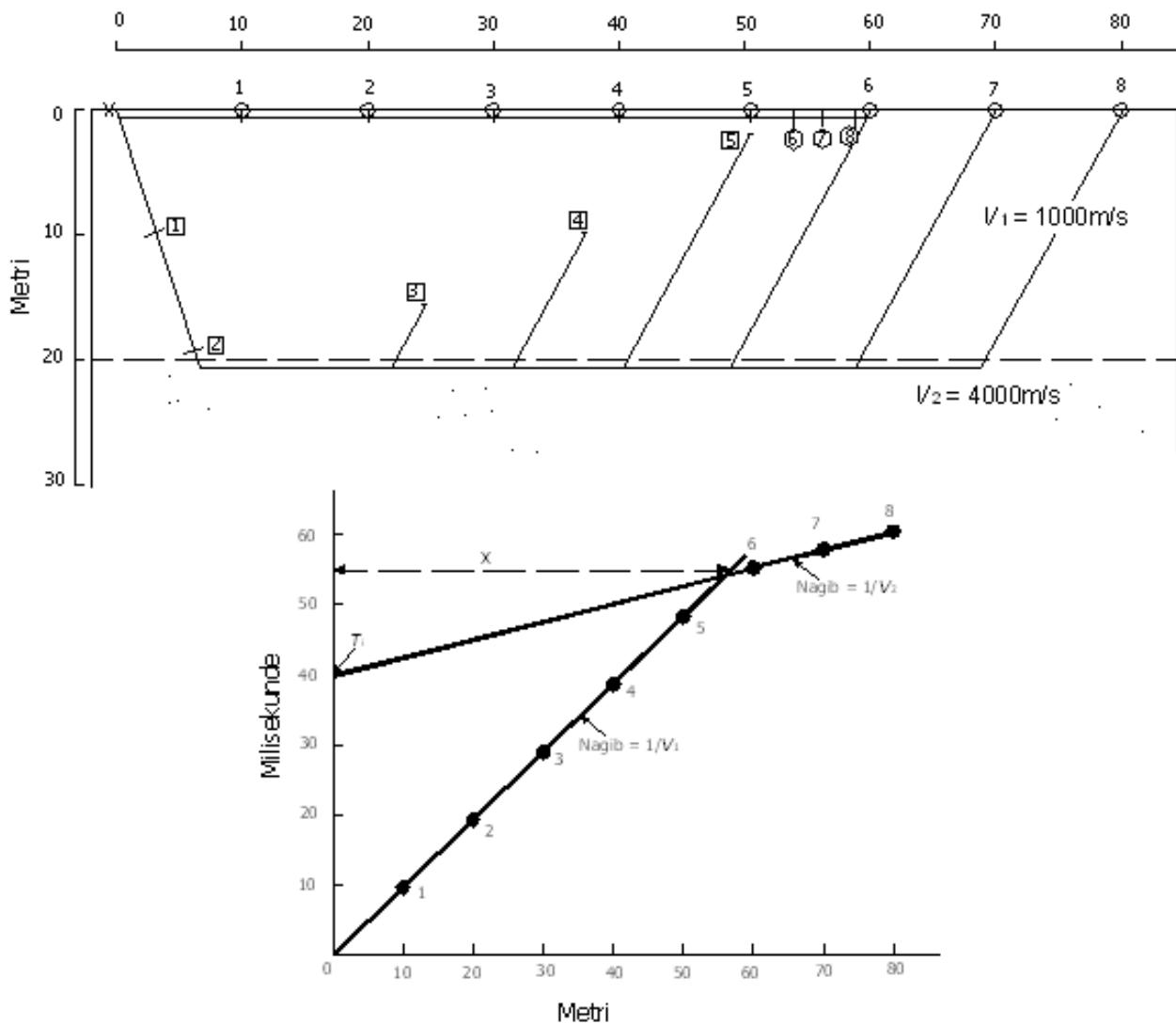
Slika 2.5. Seizmička mjerena u podzemlju s dvije litološke formacije

Za slučaj totalne refrakcije, vrijedi  $\beta_2 = 90^\circ \Rightarrow \sin \beta_1 = V_1/V_2$ . Pri tom slučaju totalne refrakcije, kut  $\beta_2 = \beta_L$  zove se kritični kut refrakcije i može se izračunati poznavanjem brzine širenja valova u dvije formacije. Kako bi došlo do totalne refrakcije, potrebno je da donji sloj ima dosta veću brzinu valova nego gornji. U protivnom, refrakcijski valovi će se lomiti prema dolje i neće biti zabilježeni na geofonima.

Postavljeni geofoni na profilu terena primaju valove iz izvora koji se šire direktno kroz gornji sloj te se na osnovu vremena putovanja i udaljenosti geofona dolazi do brzine širenja. Drugi valovi čiji koncentrični krugovi idu prema dubljim slojevima – imaju duži put. Međutim, u slučaju donjih slojeva s većom brzinom širenja valova, ti valovi mogu putovati brže od direktnih valova, za neke udaljenije geofone.

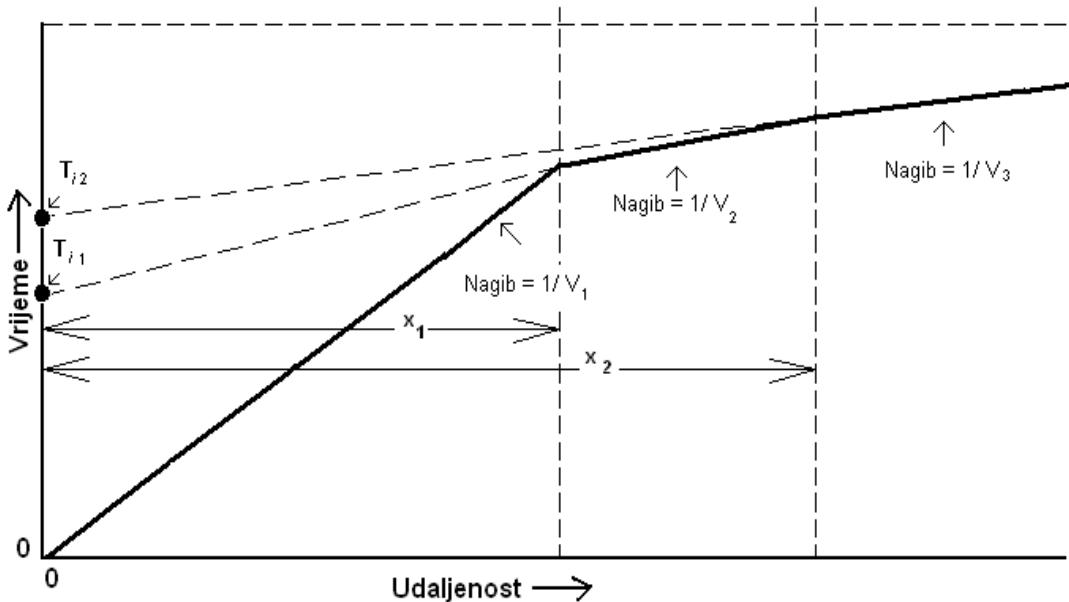
Na slici 2.6 prikazan je takav slučaj s dva sloja porozne formacije i 8 postavljenih geofona na površinskom profilu terena. Nakon obavljenih mjerena vremena putovanja valova do postavljenih geofona, iscrtava se krivulja vremena putovanja i udaljenosti geofona. Projekcija druge linije, odnosa vremena putovanja i udaljenosti, na os ordinatu označava vrijeme sjecišta,  $T_i$ . Također, udaljenost do loma nagiba na istom grafu pokazuje udaljenost,  $X$ , kada je brzina širenja direktnih valova i onih koji prolaze kroz donju formaciju jednaka. Iz tih podataka dobiva se izraz za određivanje dubine donjeg sloja:

$$Z = \frac{T_i}{2} \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad \text{ili} \quad Z = \frac{X}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_1 + V_2}} \quad (2.4)$$



Slika 2.6. Mjerenje dva sloja porozne formacije

Češći slučaj u hidrogeologiji je kad se istražuje podzemna formacija sastavljena od više slojeva (npr. 3 i više), od kojih je prvi nekonsolidirani i nezasićeni sloj. Drugi sloj je geološki jednak, ali zasićen, te zbog prisutne vode ima veću seizmičku brzinu. Treći sloj je čvrsta stijena. U opisanom slučaju, seizmička metoda osim dubine slojeva, može se koristiti za određivanje nivoa podzemne vode. Slučaj seizmičke refrakcije za poroznu formaciju od tri sloja je prikazan na slici 2.7, pri čemu vrijedi  $V_1 < V_2 < V_3$ .



Slika 2.7. Seizmička refrakcija kroz poroznu formaciju s tri sloja

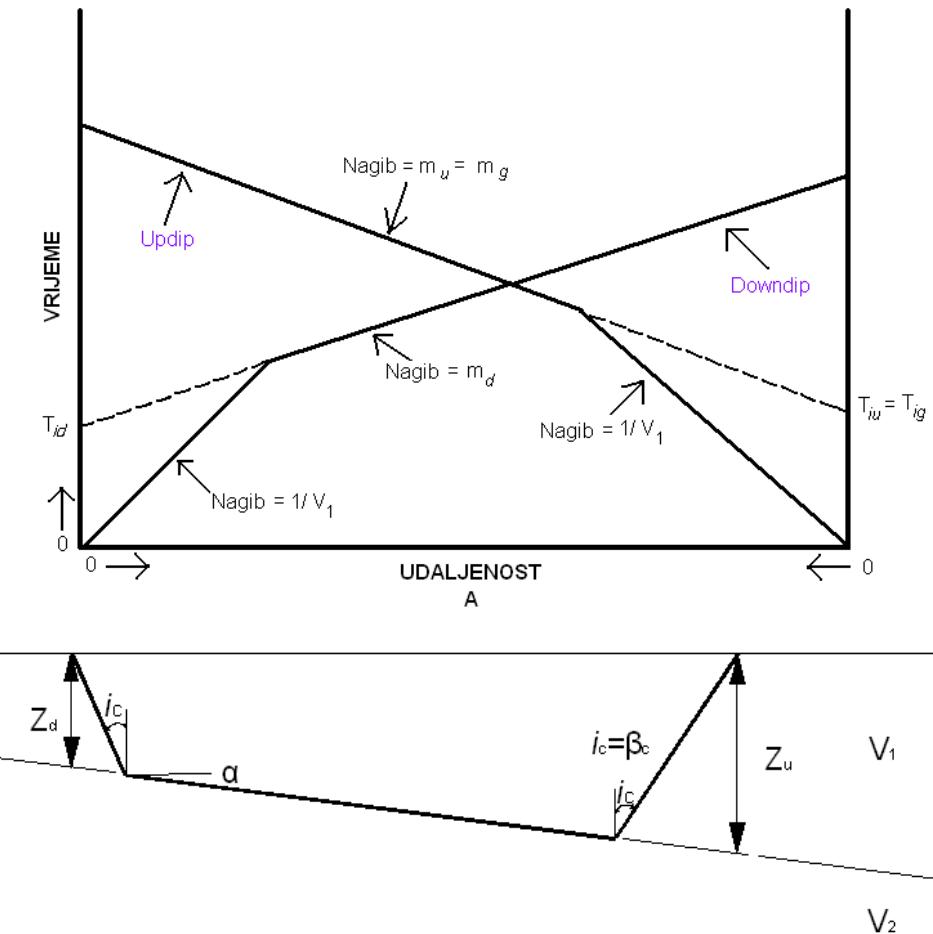
Presjecište na ordinati za svaki dublji sloj, kao i udaljenost loma odnosa vrijeme-udaljenost, odredi se, da bi se konačno procijenila dubina  $Z_2$  po izrazu:

$$Z_2 = \frac{1}{2} \left( T_i - 2Z_1 \frac{\sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 V_1} \right) \left( \frac{V_2 V_3}{\sqrt{V_3^2 - V_2^2}} \right) \quad (2.5)$$

Dubina prvog sloja,  $Z_1$ , treba se odrediti prije računanja dubine drugog sloja. Izračunate brzine širenja seizmičkih valova kao reciprocitet nagiba krivulje vrijeme-udaljenost zovu se **efektivne brzine** koje samo u slučaju horizontalnih slojeva ujedno predstavljaju i stvarne seizmičke brzine.

Kako u podzemlju nije neuobičajeno da su se slojevi taložili u geološkom razvoju pod nagibom, tada će vrijeme putovanja signala biti različito, ovisno da li se generirani valovi šire u smjeru pada slojeva ili obrnuto. U praktičnoj primjeni seizmičkih istraživanja rutinski se generirani signal po profilu ponavlja u oba smjera kako bi se ustvrdila horizontalnost istraživanih slojeva.

Na slici 2.8 prikazan je takav jedan slučaj i način određivanja nagiba slojeva. Brzina širenja valova kroz gornji sloj je neporemećena s nagibom donjeg sloja i može se izračunati iz reciprociteta nagiba krivulje vrijeme - udaljenost. Da bi se našla brzina širenja kroz donji sloj te dubina na oba kraja seizmičkog profila, nekoliko trigonometrijskih relacija, treba biti postavljeno. Nagib druge linije u krivulji vrijeme-udaljenost je  $m_d$  za profiliranje u smjeru pada, i  $m_g$  za smjer profiliranja prema usponu donjeg sloja.



Slika 2.8.

Refrakcijski kut  $\beta_c$  se tada izračunava prema izrazu:

$$\beta_c = \frac{1}{2} (\sin^{-1} V_1 m_d + \sin^{-1} V_1 m_g) \quad (2.6)$$

te se brzina širenja valova u donjem sloju dobije kao:

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin \beta_c} \quad (2.7)$$

Kut pružanja donjeg sloja izračunava se prema izrazu:

$$\alpha = \frac{1}{2} (\sin^{-1} V_1 m_d - \sin^{-1} V_1 m_g) \quad (2.8)$$

tako se, konačno, dubine do donjeg sloja na oba kraja seizmičkog profila izračunavaju prema izrazima:

$$Z_g = \frac{V_1 T_{i_g}}{(\cos \alpha)(2 \cos \beta_c)} \quad (2.9)$$

$$Z_d = \frac{V_1 T_{i_d}}{(\cos \alpha)(2 \cos \beta_c)}$$

Slični, istina algebarski kompleksniji, izrazi, koriste se kod tri i više slojeva koji imaju nagib u pružanju.

Interpretacija seizmičkih površinskih istraživanja usredotočena je na opis litologije podzemlja, te grometrijskoj konfiguraciji slojeva. Korištenjem opisane refrakcijske seizmike, debljina nekonsolidiranih slojeva te nivo podzemne vode, također se može procijeniti kao dodatna informacija korisna pri projektiranju i temeljenju hidrotehničkih građevina. Osnovni nedostatak površinske seizmike je uvjet da svaki dublji sloj mora imati brzinu širenja veću od gornjeg (u protivnom ne dolazi do refrakcije). Drugim riječima, dublji slojevi s manjim seizmičkim brzinama ne mogu se detektirati. To, primarno, može imati nepoželjne posljedice pri slojevima koji su trošni i mogu biti nepovoljni pri temeljenju.

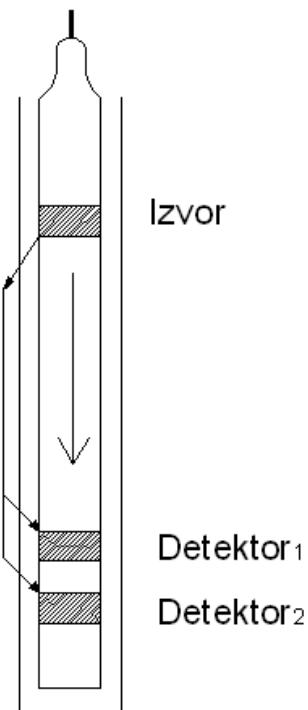
### 2.1.2. Seizmička istraživanja u buštinama

Slični principi seizmičkih mjerena vrše se i u buštinama. Tu se, također, mjeri brzina širenja valova i to uglavnom  $P$ -valova. Seizmički valovi se mijenjaju ovisno o elastičnim svojstvima stijene i općenito porozne formacije. Oni su funkcija stupnja zacementiranosti i brzina širenja manja je za nekonsolidirane materijale nego za čvrste stijene. Osim toga, seizmičke brzine opadaju s porastom poroziteta dok se uz prisustvo vode (saturirana sredina), valovi šire povećanom brzinom. Merenjem brzine valova u formaciji moguća je (za saturiranu stijensku masu) procjena poroziteta korištenjem slijedećeg izraza:

$$\frac{1}{V_r} = \frac{\varphi}{V_f} + \frac{(1-\varphi)}{V_m} \quad (2.10)$$

pri čemu  $V_r$  označava brzinu formacije mjereno instrumentom,  $V_m$  je brzina same stijenske mase bez pora i vode,  $V_f$  je brzina tekućine u stijeni, dok  $\varphi$  označava porozitet. Osim procjene poroziteta, gornji izraz također može dati procjenu pukotinskog stanja u određenim zonama. Merenja se vrše instrumentom prikazanim na sl. 2.9.

Instrument se najčešće sastoji od izvora zvuka te jednog ili više senzora koji registriraju vrijeme putovanja signala. Kao i kod površinske seizmike, direktni valovi dolaze putujući kroz buštinu, dakle, u funkciji su brzine širenja valova kroz tekućinu koja se nalazi u buštoni. Refrakcijski valovi prolaze kroz stijensku masu i njihova brzina širenja ovisi o tipu i sastavu stijene.



Slika 2.9.

Korištenjem gornjeg izraza lako se uspostavi odnos poroziteta i vremena putovanja generiranih valova. Budući je dužina putanja kroz tekućinu u stijeni jednaka porozitetu, može se pisati:

$$\Delta t_r = \varphi \Delta t_f + (1 - \varphi) \Delta t_m \quad (2.11)$$

gdje  $\Delta t$  označava vrijeme putovanja po jedinici dužine (npr. 1m). Iz toga slijedi izraz za procjenu poroziteta:

$$\varphi = \frac{\Delta t_r - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \quad (2.12)$$

Ovaj izraz za procjenu poroziteta može se koristiti samo u slučaju zasićenih poroznih formacija.

## 2.2. Geoelektrična ispitivanja

### 2.2.1. Mjerenje električnog otpora u bušotini

Jedno od najčešće mjerjenih parametara u geofizici je mjerenje električnog otpora. Električni otpor je otpor određenog volumena materijala prolazu električnog toka. Električni otpor,  $R$  ("resistivity"), ima jedinicu [ $ohm \cdot m$ ] i inverzno je proporcionalan električnoj vodljivosti,  $C$  ("conductivity"),  $R=1/C$ . Mjerenje električne vodljivosti alternativna je metoda određivanja električnog otpora.

U idealnim okolnostima električni otpor je funkcija prisutne vode u stijeni (npr. stupanj poroznosti), električnog otpora vode u formaciji i geometrije pora. Četvrti bi

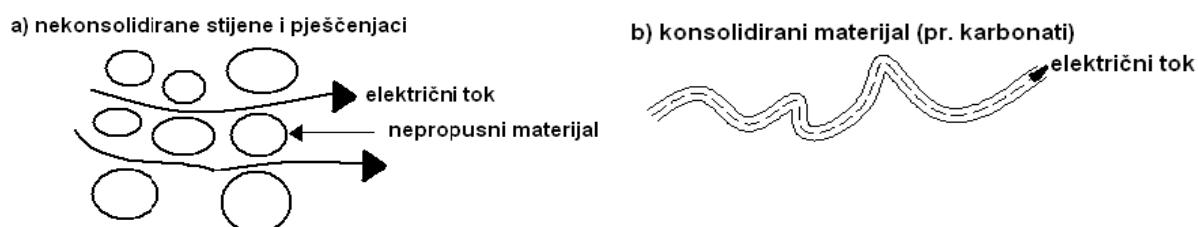
faktor bio električni otpor stijene, ali je njegov utjecaj minimalan zbog tzv. "beskonačnog otpora" kojeg stijena pruža električnom toku. Međutim, neki minerali, kao što su grafitni i glineni minerali, mogu imati manji otpor, primarno radi kapaciteta izmjene *kationa*. S druge strane, slobodni *ioni* na površini zrnatog materijala mogu se kretati uslijed električnog potencijala i toka te pospješuju električni tok, dakle smanjuju otpor.

Obzirom su stijene i čvrsta faza općenito velikog električnog otpora, voda u stijeni je ta koja određuje stupanj električnog otpora. Kako je količina vode u stijeni ujedno indikator poroziteta (totalnog), to se s povećanjem poroziteta smanjuje električni otpor. Također, važan faktor je i stupanj zasićenja, jer, na primjer, ako zrak ili ugljikovodici ispunjavaju pore, količina vode je smanjena i električni otpor je povećan. Ovi slučajevi nisu zastupljeni u zasićenim sredinama i neće biti obrađivani.

Na slici 2.10 skicirane su dvije vrste električne vodljivosti u poroznim sredinama:

- vodljivosti kroz nekonsolidirani materijal ili kroz pješčenjačke stijene i
- vodljivost kroz karbonatne stijene.

Što je veća varijabilnost i heterogenost geometrije pora, to je teži prolaz električnog toka kroz stijenu i, naravno, registriran je veći otpor. Pješčenjaci, te posebno nekonsolidirani materijali (npr. aluvijalna porozna sredina) imaju međuzrnatu poroznost, dok karbonatne stijene imaju sustav pukotina povezani varijabilnim tokovima s velikim stupnjem heterogenosti. Zbog toga, pješčenjaci i aluvijalni materijali imaju manji električni otpor nego karbonatne stijene.



Slika 2.10. Električna vodljivost u poroznim sredinama

Električni otpor u formaciji stijene uglavnom je određen samim otporom vode, što opet primarno ovisi o stupnju otopljenih tvari (ili kako se često naziva - salinitetu vode). Otopljene tvari u vodi primarno su u obliku iona, koji se kreću pod utjecajem električnog polja i time provode električni tok. Količina otopljenih tvari ili koncentracija iona se mjeri u *mg* ili *ppm* ("parts per million" – dijelovi miliona).

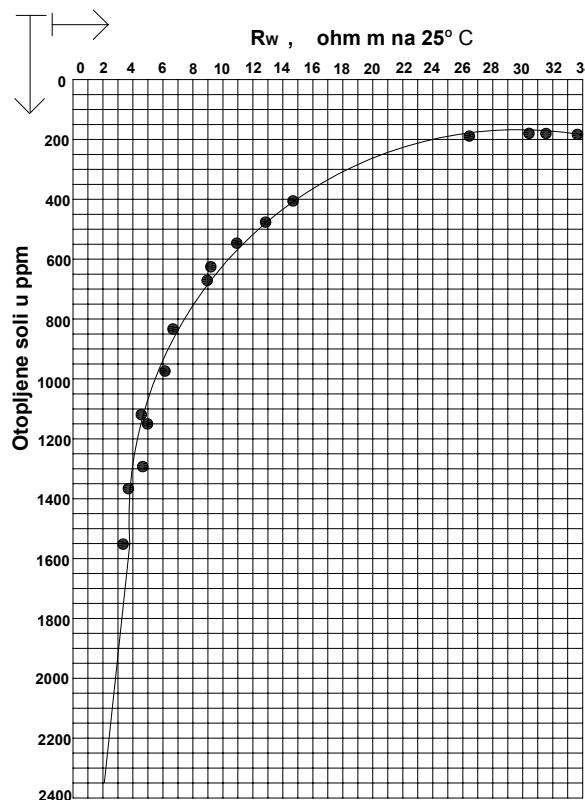
$$1\text{ mg/l} = 1\text{ ppm}$$

$$1\text{ g/l} = 1000\text{ ppm}$$

Dakle, električna vodljivost vode je funkcija koncentracije iona te njihove mobilnosti.

$$C = \frac{1}{R} = f\left(\sum_{i=1}^N c_i v_i\right) \quad (2.13)$$

N=broj koji čini kemijsku kompoziciju vode



Slika 2.11. Ovisnost električnog otpora i koncentracije otopljenih tvari

Tablica 2.1 prikazuje neke koncentracije iona u vodi, električni otpor i provodljivost. U tablici su jedinice za koncentraciju dane u tzv. ekvivalentu za natrijev klorid, NaCl, i za temperaturu od 25°C (Na<sup>+</sup> u koncentraciji 10 ppm ima faktor konverzije 1 i daje 10 ppm u NaCl ekvivalent). Na primjer, Ca<sup>++</sup> u koncentraciji od 3 ppm, ima faktor konverzije 3.9 i daje 3.9 ppm u NaCl ekvivalent.

Općenito se može reći, da električni otpor opada s povećanjem otopljenih tvari i koncentracije iona. To je vidljivo na slici 2.11 koja prikazuje varijaciju električnog otpora s koncentracijom otopljenih soli.

Vrsta vode	Koncentracija NaCl ekvivalent (ppm)	Otpor (ohm·m)	Električna vodljivost ( $\mu$ siemens)
Pitka voda	500	12	833
Slabo pitka voda	1000-2000	6-2.8	1666-3571
Nepitka voda	8000	0.75	6666
Morska voda	35000	0.2	50000

Tablica 2.1. Primjeri električnog otpora i provodljivost nekih vrsta voda

### 2.2.2. Archie-ev eksperimentalni zakon

Za potpuno zasićenu sredinu, Archie (1942.god.) je postavio eksperimentalni odnos koji povezuje električni otpor stijene (porozne formacije), poroziteta i električni otpor vode u poroznoj sredini. Matematički se to može zapisati:

$$R_{st} = R_v \alpha \varphi^{-m} \quad (2.14)$$

pri čemu je  $R_{st}$  električni otpor stijene [ohm·m],  $R_v$  je električni otpor vode u poroznoj sredini [ohm·m],  $\varphi$  porozitet u postotku,  $m$  - faktor zacementiranosti (konsolidiranosti) porozne sredine (ovisi o varijabilnosti i općenito se kreće između 1.3 i 2.2) i  $\alpha$  – faktor koji ovisi o litološkoj strukturi porozne formacije i kreće se između 0.6 i 2.

Parametri u (2.14) koji opisuju karakteristike porozne formacije koja se mjeri, mogu se grupirati u tzv. *Faktor formacije F*:

$$F = \alpha \varphi^{-m} \quad (2.15)$$

tako se Archiev izraz može pisati u obliku:

$$R_{st} = F R_v \quad (2.16)$$

Na osnovi eksperimentalnih mjerenja raznih poroznih formacija, općenito su prihvaćeni sljedeći približni odnosi:

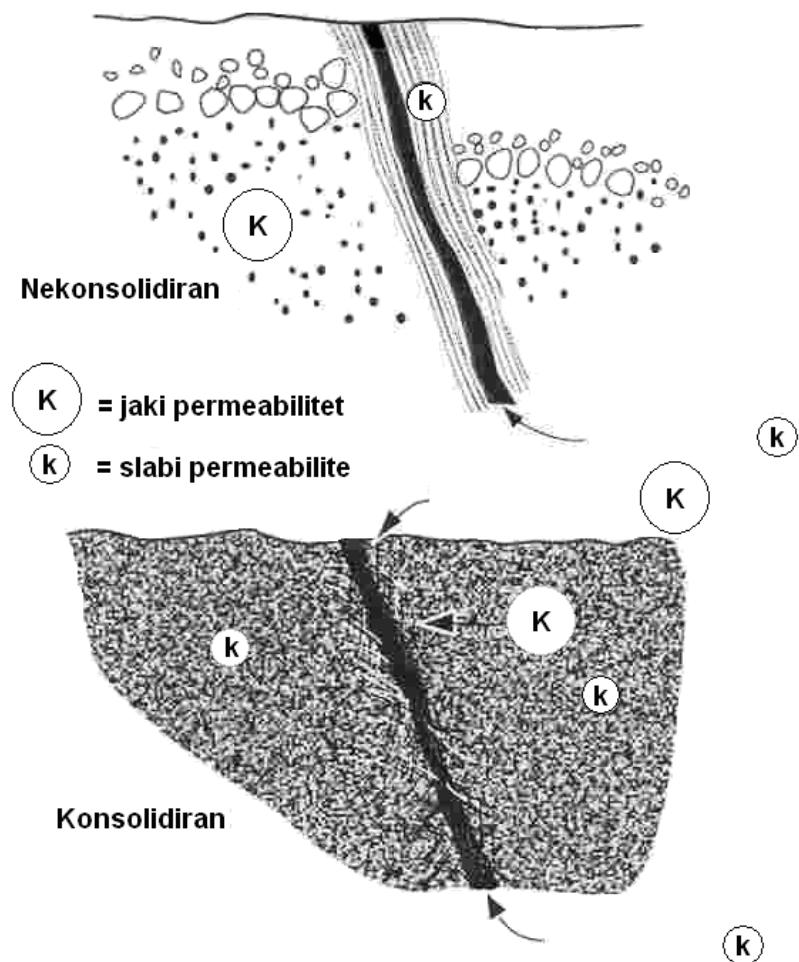
- Nekonsolidirani materijali i pješčenjačke stijene:

$$F = 0.62 \varphi^{-2.15} \quad (\text{Humble-ova formula}) \quad (2.17)$$

$$F = 0.81 \varphi^{-2}$$

- Konsolidirani materijali i karbonatne stijene:

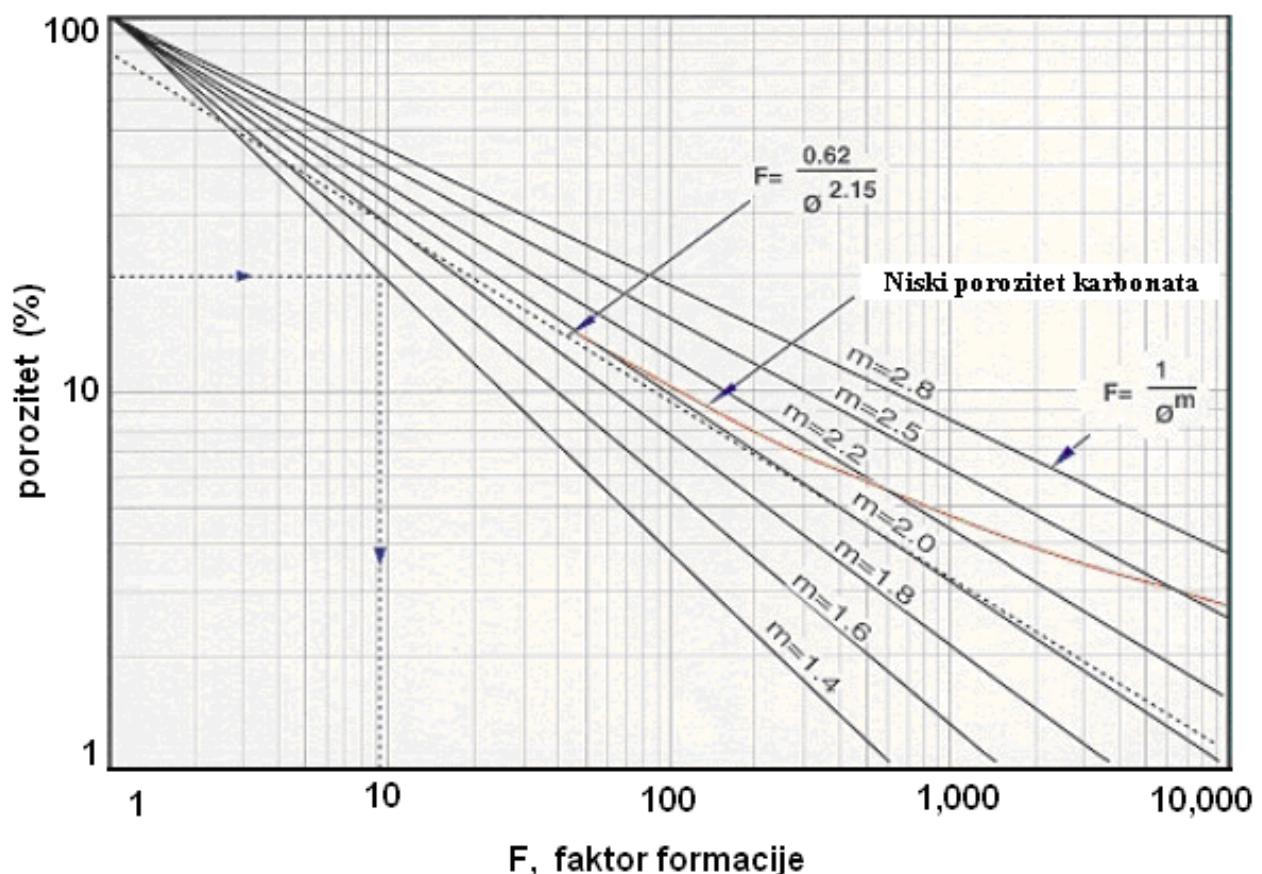
$$F = \varphi^{-2}$$



Slika 2.12 Utjecaj rasjeda na nekonsolidirane i konsolidirane formacije

Gore navedene empirijske relacije faktora formacije, pokazale su se u praksi kao prilično točne procjene, sve dok formacije u sebi ne sadrže primjese gline. U tom slučaju, potrebne su određene korekcije.

Iako se Archieva relacija pokazala korisna u praksi, važno je napomenuti da (naročito u slučajevima dotoka svježe vode u formaciju) Archiev zakon nije uvijek važeći i potrebno je tada postaviti empirijske relacije od slučaja do slučaja. Slika 2.13 prikazuje kopiju dokumenata Schlumberger, koji opisuje odnos faktora formacije i poroziteta.

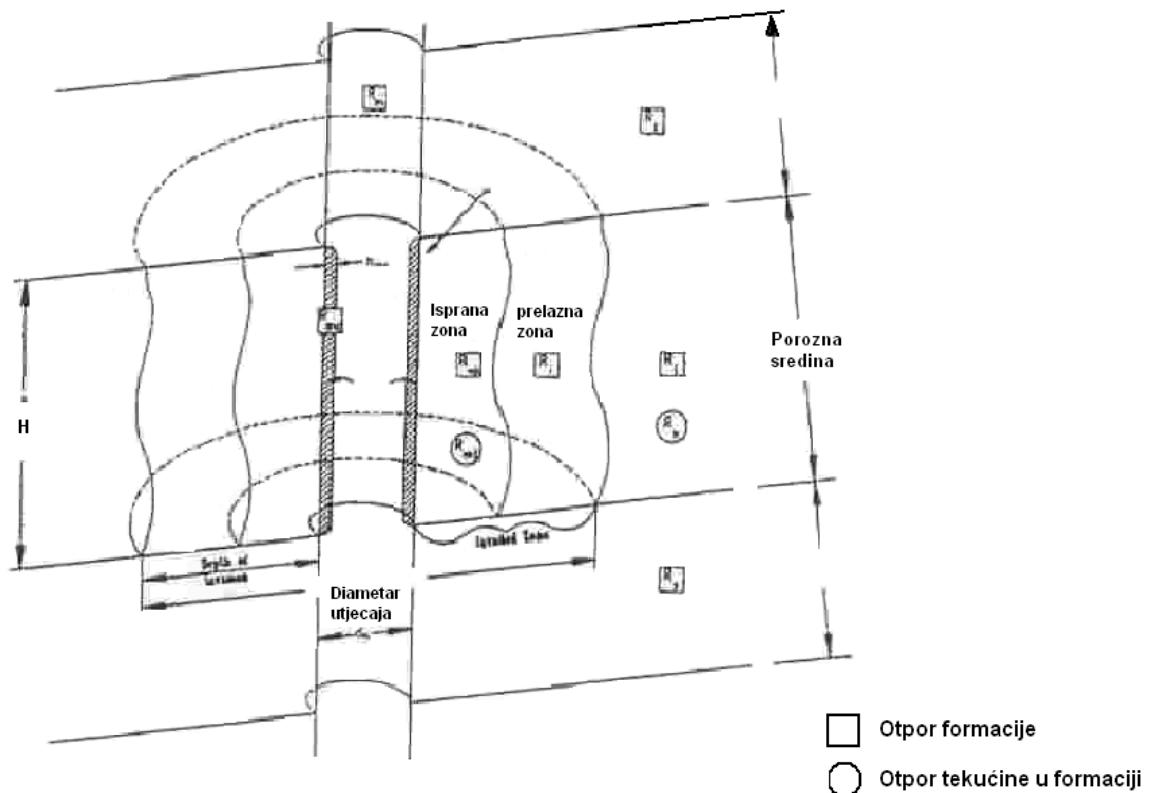


Slika 2.13. Ovisnost faktora formacije i poroziteta

### 2.2.3. Fenomen "invazije" tekućine korištene pri bušenju

Većina zdenaca se izvodi korištenjem tekućine pri bušenju koja se sastoji od mješavine prirodne gline ili aditivne gline te lokalno raspoložive vode. Uglavnom svi, a pogotovo električni geofizički zapisi, ovisni su o interakciji između tekućine za bušenje i porozne formacije kroz koju prolazi bušotina. Prisustvo tekućine korištene pri bušenju, izaziva razliku pritisaka na stjenci zdenca. Pritisak tekućine u zdencu, najčešće je veći nego pritisak u formaciji neposredno oko zdenca, te dolazi do penetriranja tekućine zdenca u porni volumen oko zdenca. Čestice iz tekućine zdenca (npr. aditivna glina i smrvljeni materijal) akumuliraju se na stjenci zdenca, formirajući naslagu.

Ova vrst impregnacije (ili vrsta kolmiranja) je kontrolirana permeabilitetom porozne formacije i razlikom pritiska između tekućine u zdencu i okolne vode u poroznoj formaciji. Dakle, kod većeg permeabiliteta stijene, veća je penetracija i veći je stupanj impregnacije sa česticama materijala. Kako se permeabilitet porozne sredine ne može mijenjati, jedini način da se minimizira impregnacija je kontrolom veličine čestica, koja je korištena za tekućinu bušenja zdenca. Nešto više o načinima bušenja i projektiranju zdenaca kao hidrotehničkih građevina biti će dano u slijedećem poglavlju.



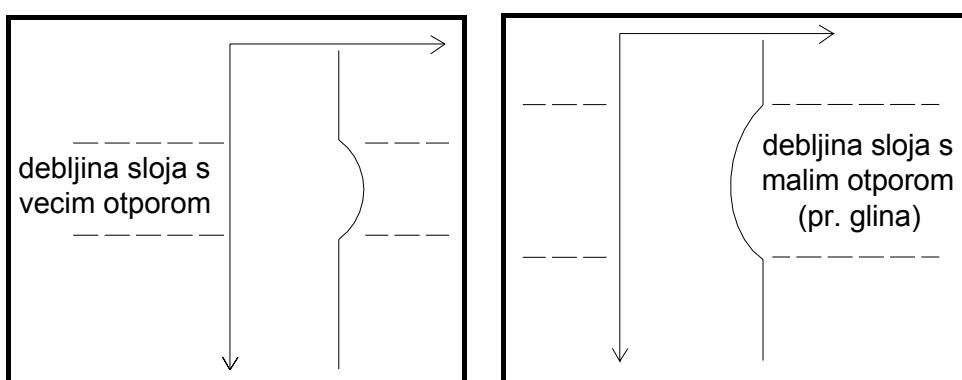
Slika 2.14. Penetriranje tekućine zdenca u okolnu poroznu sredinu

Slika 2.14 prikazuje pojavu penetriranja tekućine zdenca u volumen okoline zdenca, te formiranje impregnacije na stjenkama zdenca. Za tzv. ispranu zonu gdje je penetrirala tekućina iz zdenca možemo pisati:

$$R_{pt} = FR_t$$

pri čemu je  $R_{pt}$  električni otpor porozne sredine u zoni penetracije, a  $R_t$  predstavlja otpor tekućine korištene pri bušenju zdenca. Kako se najčešće pri geofizičkim istraživanjima koristi voda iz obližnjih izvora, ista ima uglavnom veći električni otpor nego voda u poroznoj sredini. To rezultira slijedećim nejednakostima:

$$R_t > R_v \Rightarrow R_{pt} > R_{st}$$



Slika 2.15.

#### 2.2.4. Stupanj zasićenosti

U zonama porozne sredine koje su iznad hidrostatičkog nivoa (dakle zone negativnog hidrostatičkog pritiska), volumen pora je djelomično ispunjen zrakom. Tada tekućina korištena pri bušenju lako ispunja volumen pora i predstavlja brzu vodljivost električnog toka u području inače skoro beskonačnog električnog otpora. Archie (1942) je postavio relaciju koja upravo opisuje taj odnos:

$$S_v = \sqrt[n]{\frac{R_0}{R_{st}}} \quad (2.18)$$

$R_0$  = otpor zasićene sredine

$R_{st}$  = otpor nezasićene sredine

$$\frac{R_{st}}{R_0} = S_v^{-n} \quad n \sim 2 \quad (2.19)$$

$$R_{st} = S_v^{-n} R_0 = S_v^{-n} \alpha \varphi^{-m} R_v \quad (2.20)$$

pri čemu je  $R_0$  električni otpor potpuno zasićene porozne sredine dok  $R_{st}$  predstavlja električni otpor nezasićene sredine, a  $n$  je faktor koji je za većinu stijena jednak 2. Korištenjem faktora formacije, ova relacija se može pisati kao

$$R_{st} = R_v \alpha \varphi^{-m} S_v^{-n} \quad (2.21)$$

ili u zoni penetracije tekućine iz zdenca

$$R_{pt} = R_t \alpha \varphi^{-m} S_{v0}^{-n}$$

gdje je  $S_{v0}$  saturacija porozne sredine od tekućine korištene pri bušenju.

U ovom kratkom prikazu mjerjenja električnog otpora porozne sredine, mjerena veličina ovisi podjednako o tipu porognog materijala i o tipu tekućine korištene pri bušenju. Vrlo je važno napomenuti da penetracija tekućine korištene pri bušenju pored ometanja dedukcije signala koji se mjeri, također daje dodatne informacije o poroznoj sredini tako da njen utjecaj treba analizirati od slučaja do slučaja. Za inženjera je važno razumjeti osnovne principe mjerjenja električnog otpora, a pogotovo potencijalni utjecaj koji može imati tekućina korištена pri bušenju. Varijacija karakteristika tekućine bušenja (npr. veličina čestica) omogućava dodatne informacije o poroznoj sredini.

#### 2.2.5 Metode mjerjenja električnog otpora

Mjerjenje električnog otpora, općenito, se vrši sondama koje se spuštaju u bušotine, a kablovima se zapis digitalno vrši na površini zemlje. Sve električne sonde su temeljene na mjerjenju tlaka električne struje od spuštene elektrode (jedne ili više) do

druge fiksirane točke. U praksi se uglavnom mjerena obavlja na buštinama bez obloge, premda se neke vrste mjerena električnog otpora ipak mogu primijeniti i sa specijalno perforiranim oblogama (bez metala).

Cijeli sistem mjerena se temelji na principu Ohmovog zakona. Ohmov zakon kaže da je jakost struje razmjerna s naponom, a obrnuto razmjerna s otporom:

$$V=RI \Rightarrow R=\frac{V}{I}$$

$V$  = volaža-razlika potencijala

$I$  = strujni tok, amperaža

Električni otpor žice,  $R$ , ovisi o materijalu te se povećava s duljinom žice, a smanjuje se povećanjem poprečnog presjeka žice

$$R=\lambda \frac{L}{A} = (\text{ohm} \cdot L) \frac{(L)}{L^2} = [\text{ohm}]$$

Rješavanjem izraza po  $\lambda$  (otpor žice postaje otpor porozne sredine) dobiva se:

$$\lambda = \frac{A}{L} \frac{V}{I} = (\text{ohm} \cdot L), \quad \frac{A}{L} = \text{geometrija elektroda}$$

Ako se uspostavi cirkularni konstantni tok struje jakosti  $I$ , varijacija potencijala  $V$ , direktno je proporcionalna otporu  $R$  između spuštene elektrode u buštoni i druge fiksne elektrode na površini, npr.,  $V = I R$ . Ako se sve drži fiksno, onda mjereni potencijal ovisi samo o karakteristici porozne formacije kroz koju tok prolazi. U praksi se najčešće koriste tri vrste mjerena električnog otpora koje su skicirane na slici 2.16.

- **mjerjenje jednom elektrodom** – zapis je dat u relativnim vrijednostima i nagib na desno u zapisu pokazuje rast otpora (slika 2.16 a)
- **mjerjenje normalnom sondom** – uređaji s više elektroda (slika 2.16 b).

Normalnim sondiranjem se:

1. određuje debljina slojeva s lokacijom po vertikali
2. mjeri otpor: a) zone penetracije (kratko normalno sondiranje)
  - b) van zone penetracije (dugo normalno sondiranje)
3. dobiju informacije o porozitetu i permeabilitetu

Registrira se razlika potencijala između točke A i M uzrokovana tokom električne struje između A i B. Izmjerena razlika potencijala ovisi o udaljenosti između A i M, te o karakteristici porozne sredine. Jakost struje  $I$  drži se konstantnom, tako da

izmjerrenom razlikom potencijala  $\Delta V$ , električni otpor poroznog medija proizlazi iz izraza

$$R = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.22)$$

gdje  $R$  označava registrirani električni otpor (“apparent resistivity”), a  $K$  je faktor korištene sonde koji ovisi o geometriji sondiranja, npr.  $K = 4\pi \overline{AM}$  ( $\overline{AM}$  označava udaljenost između točaka A i M).

Izmjereni električni otpor ovisi o udaljenosti između točaka A-M, te prema tome razlikujemo tzv. kratko normalno sondiranje ( $\overline{AM} \approx 1.6 \text{ m}$ ). Normalne probe koriste se pri mjerenu otpora porozne sredine, neporemećene tekućinom bušenja i otpor sredine unaokolo bušotine, gdje je došlo do penetriranja tekućine iz zdenca. Mjerena vrijednost ovisi o udaljenosti A i M, promjeru bušotine, električnom otporu tekućine bušenja i debljini zone ispiranja oko bušotine. Zapis je dan u absolutnim vrijednostima, u jedinicama [ohm·m].

Korištenjem normalnog sondiranja može se odrediti poroznost prema izrazu

$$S_v^2 = \frac{FR_t}{R_{pt}} \quad (2.23)$$

U kojem  $S_v^2$  predstavlja stupanj zasićenosti formacije tekućinom,  $R_t$  je otpor tekućine korištene pri bušenju (izmjeren na površini), a  $R_{pt}$  je otpor mјeren sondiranjem. Ako se uzme:

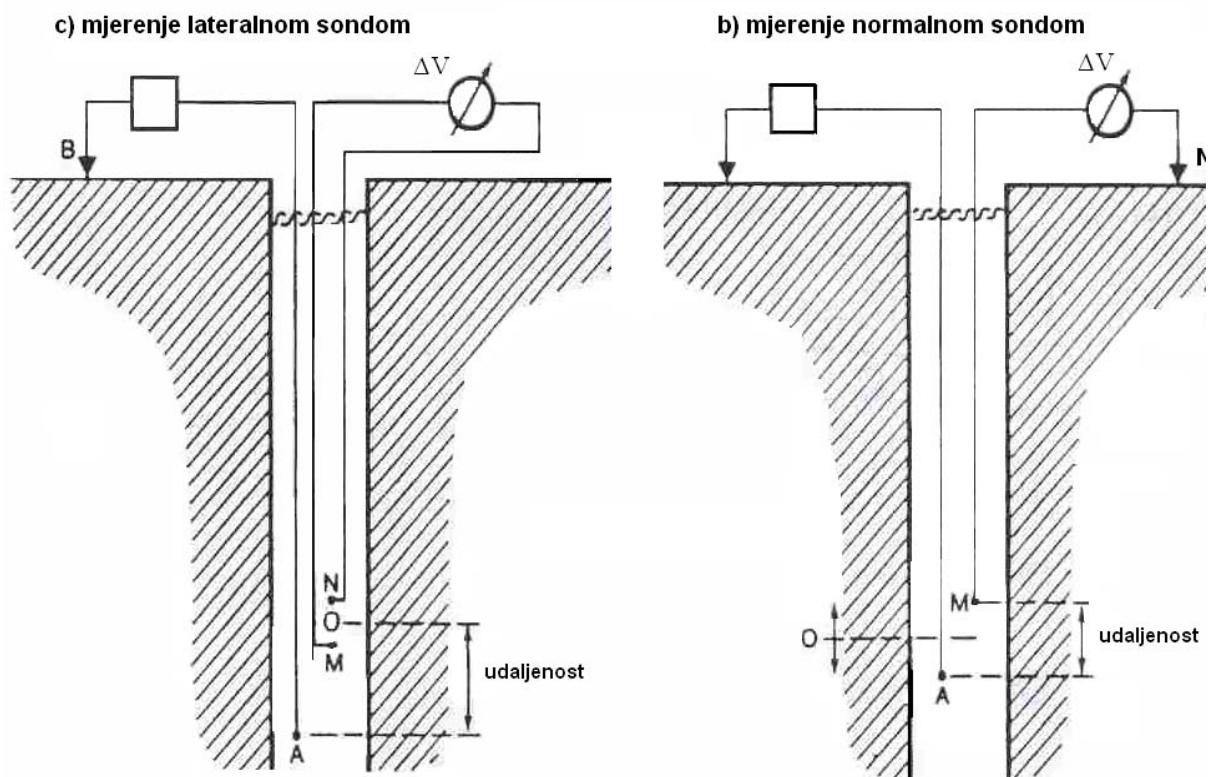
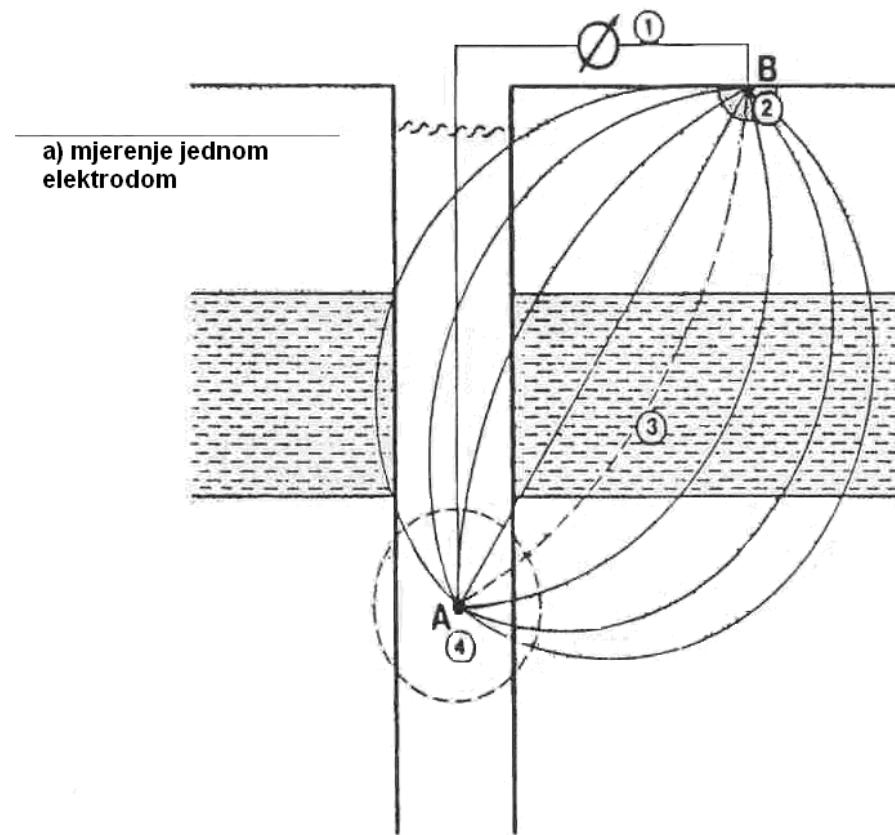
$$F = \frac{1}{\varphi^2}$$

dobiva se slijedeći izraz:

$$\varphi = \frac{1}{S_v} \sqrt{\frac{R_t}{R_{pt}}} \quad (2.24)$$

Ako je formacija oko zdenca potpuno saturirana tekućinom iz bušenja vrijedi:

$$S_v = 1$$



Slika 2.16. Tri vrste mjerjenja električnog otpora

- **mjerenje lateralnom sondom** – lateralne sonde, također, koriste više elektroda i mjere električni otpor poroznog medija kojeg bušotina presijeca. Slika 2.16 c pokazuje postavljanje lateralnih sondiranja. U bušotini se nalaze tri elektrode A, M i N. Razlika potencijala je uspostavljena između M i N prema izrazu

$$\Delta V = RI \frac{\overline{MN}}{4\pi \overline{AM} \overline{AN}} \quad (2.25)$$

iz čega se za konstantni / izračuna električni otpor. Lateralna sondiranja se koriste za mjerjenje električnog otpora porozne sredine izvan zone penetracije tekućine iz bušotine. To je moguće zbog veće udaljenosti između A i centra udaljenosti  $\overline{MN}$  koja je uobičajeno između 5 i 6 m. Zapis je u apsolutnim vrijednostima u jedinicama  $ohm \cdot m$ , isto kao i kod normalnih sondi. Veća udaljenost elektrode A i centra  $\overline{MN}$  ima tu prednost što izbjegava područje miješanja tekućine iz bušotine i vode u poroznoj formaciji, ali za nedostatak ima težu interpretaciju mjerene električnog otpora zbog mogućeg presijecanja slojeva porozne sredine s različitom provodljivosti.

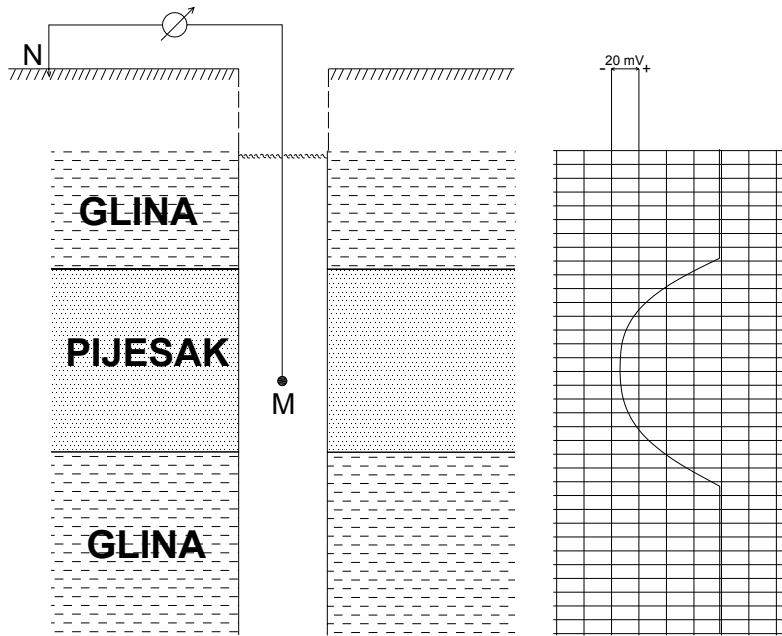
#### 2.2.6. Mjerenje razlike potencijala

Razlika potencijala mjeri se između jedne fiksne referentne elektrode postavljene na površini zemlje i druge pokretne elektrode koja se spušta u buštinu. Mjerenje razlike potencijala vrši se korištenjem voltmetra. Slika 2.17 prikazuje skicu principa mjerjenja razlike potencijala. Nulta pozicija na krivulji potencijala proizvoljna je, jer se mjeri relativne vrijednosti. Mjerilo je dano u milivoltima s pozitivnim vrijednostima desno, a negativnim vrijednostima lijevo. Mjerenje razlike potencijala uvijek je povezano s drugim električnim zapisima u istražnim buštinama.

Ovaj tip električnog zapisa vrlo je koristan u procjeni:

- poroznih i propusnih proslojaka
- nepropusnih zona
- postotka gline prisutne u stijeni
- električnog otpora vode u poroznoj formaciji

Mjereni električni potencijal u velikoj mjeri ovisi o kvaliteti vode korištenoj pri bušenju. U slučajevima kada tekućina korištena pri bušenju ima manji salinitet nego voda u poroznoj formaciji (čest slučaj u praksi) dolazi do stvaranja električnog potencijala (odnosno polarizacije) prouzrokovanih električnim silama elektrokemijskog i elektrokinetičkog porijekla. Zabilježena razlika potencijala, u stvari, ovisi o razlici saliniteta između vode u poroznoj formaciji i vode korištene pri bušenju.



Slika 2.17 Princip mjerena razlike potencijala

Slika 2.18 prikazuje raspodjelu potencijala za slučaj glinene zone i zone pjeska. Pozitivni potencijal formira se uz stjenku bušotine nasuprot zoni gline, dok se negativni potencijal formira nasuprot zone pjeska. Zapis na lijevoj strani slike 2.18 se dobije pomicanjem elektrode u bušotini. Primjer pokazan na slici 2.18 je za slučaj  $R_t > R_v$ , tj. kada je otpor tekućine u bušotini veći od otpora vode u poroznoj formaciji.

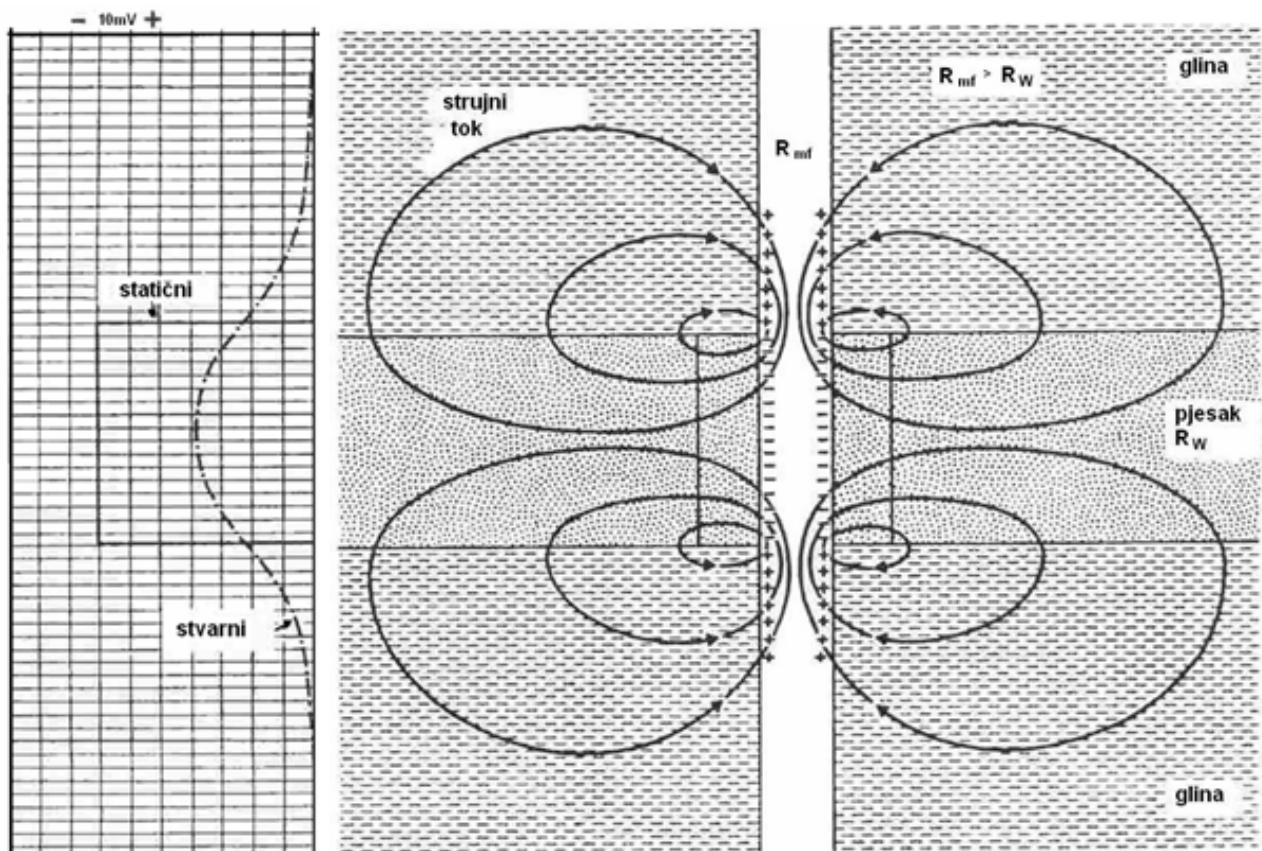
Oblik i veličina zapisa razlike potencijala ovisi o više faktora, a među najvažnijima su:

- odnos električnog otpora vode u poroznoj formaciji i vode u bušotini
- $R_t > R_v$ , voda u poroznoj sredini ima veći salinitet nego voda u bušotini (slika 2.18). Nagib zapisa prema negativnom potencijalu pokazuje prisustvo poroznih zona. Veća razlika saliniteta rezultira većim nagibom zapisa potencijala.
- $R_t = R_v$ , otpor vode u bušotini sličan je otporu vode u formaciji. Zapis razlike potencijala postaje ravan i nije moguće identificirati porozne zone ili zone gline.
- $R_t < R_v$ , voda u formaciji ima manji salinitet od vode u bušotini. Zapis tada izgleda suprotan od onoga na slici 2.18. Kationi se formiraju uz više poroznu zonu (npr. zone pjeska) dok se anioni formiraju uz manje propusne proslojke (npr. zone gline).

- utjecaj debljine poroznog sloja
  - Kod jako tankih poroznih proslojaka, zapis razlike potencijala postaje uzak i statički potencijal se teže uspostavlja.
- utjecaj određenih minerala
  - Neki minerali, kao sulfidi i grafiti, mogu prouzrokovati anomalije zapisa razlike potencijala.

Do sada navedena mjerjenja, zasnovana na vodljivosti i otporu električnog toka, korisna su za procjenu poroziteta, permeabiliteta i debljine slojeva istraživane porozne sredine. Te su informacije vrlo važne građevinskom inženjeru u odlukama pri projektiranju i izvođenju objekata.

**Permeabilitet** se može procijeniti iz mjerjenja razlike potencijala odnosno nagiba mjernog zapisa kada dolazi do prijelaza na zonu s jačim permeabilitetom. Također, u slučaju kada kratko normalno, dugo normalno i lateralno sondiranje daju slične vrijednosti otpora, označavaju da nema jake zone penetrirane tekućine iz bušotine te da se radi o zoni porozne sredine koja ima vrlo mali permeabilitet.



Slika 2.18. Raspodjela potencijala u poroznoj sredini

**Porozitet** se može kvantificirati iz mjerjenja električnog otpora i to najčešće korištenjem kratke normalne sonde. Za poroznu formaciju koja u sebi sadrži penetriranu tekućinu iz bušotine, koristi se slijedeći izraz:

$$S_0^2 = \frac{FR_t}{R_0} \quad (2.26)$$

Ako se pretpostavi da faktor formacije  $F = 1/\varphi^2$ , izraz za porozitet tada postaje

$$\varphi = \frac{1}{S_0} \sqrt{\frac{R_t}{R_0}} \quad (2.27)$$

gdje je  $S_0$  najčešće jedan u formaciji potpuno zasićenoj s tekućinom iz bušotine. Onda izraz za porozitet postaje  $\varphi = \sqrt{R_t/R_0}$ .  $R_t$  se odredi mjeranjem električnog otpora tekućine koja se koristi pri bušenju zdenca dok se  $R_0$  dobije iz zapisa mjeranja električnog otpora kratke normalne sonde.

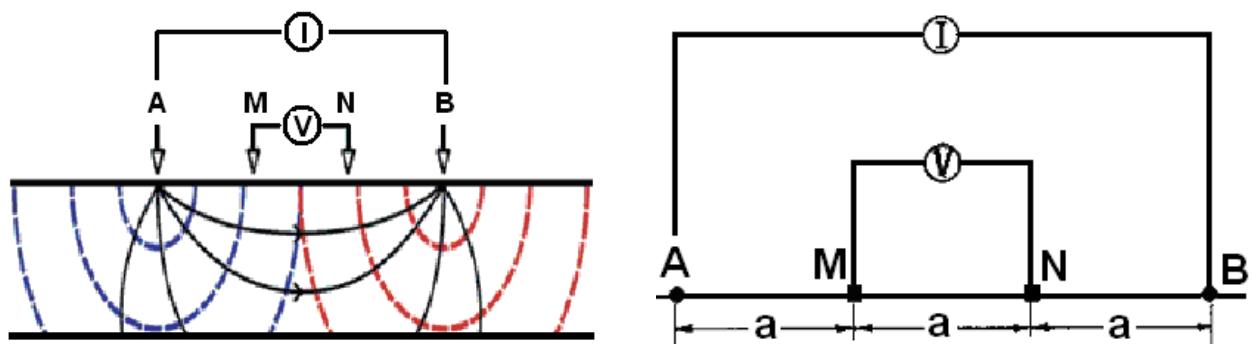
### 2.2.7. Geoelektrično sondiranje i profiliranje

- **Geoelektrično sondiranje**

Geoelektrično sondiranje je metoda kod koje se koristi raspored s četiri elektrode, tako da se struja uvodi u tlo preko dvije strujne elektroda (AB), a između dvije mjerne elektrode (MN) mjeri se razlika potencijala nastala propuštanjem struje kroz tlo.

Električni tok istosmjerne struje generira se u jednoj točki. Električni potencijal se mjeri između druge dvije elektrode. Podaci mjerjenja odnose se na centralnu točku. Postupnim udaljavanjem strujnih elektroda od centralne točke, po točno određenom pravcu, dubina prodiranja struje se povećava, a samim tim i podaci mjerjenja odnose se na sve dublje horizonte. Razlika potencijala između unutarnjih elektroda (MN) ovisna je od geološke građe terena, vlažnosti tla, jačine struje koja se propušta kroz tlo i drugo. Poznavajući električni tok i izmjereni potencijal moguće je preko odgovarajućih jednadžbi izračunati električni otpor formacije:

$$R = \frac{A}{L} \frac{\Delta V}{I}$$



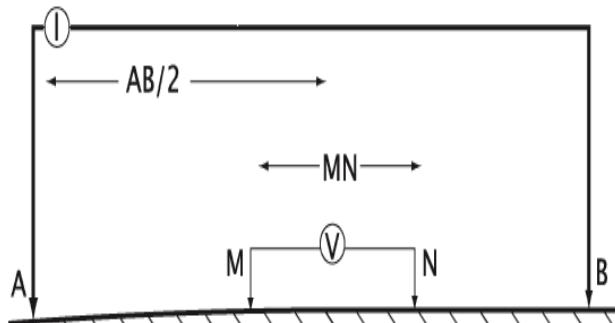
Slika 2.19. Wennerova metoda

U praksi su najčešće korištene dvije metode za geoelektrična mjerena sondiranjem:

**1. Wenner-ova metoda :** sve elektrode se miču (mjerne i strujne)

$$\overline{AM} = \overline{MN} = \overline{NB} = a \quad R = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

**2. Schlumberger-ova metoda:** miču se samo strujne elektrode A i B.



Slika 2.20. Schlumbergerova metoda

Geoelektrično sondiranje se koristi za:

- slojevitost podzemlja (povećavanjem udaljenosti elektroda)
- trošnost stijene, vlažnost
- sistem pukotina te lokacije rasjeda
- vrlo korisno za određivanje zaslanjenja podzemlja

#### ▪ Profiliranje

Geoelektrično profiliranje je metoda kod koje se koristi raspored s četiri elektrode. Kroz dvije se struja uvodi u tlo, a na druge dvije mjeri se razlika potencijala. O razmaku strujnih elektroda ovisi dubina mjerena, veći razmak elektroda daje veću dubinu ispitivanja. Podaci ispitivanja odnose se na centralnu točku postava elektroda. Razmak među elektrodama je konstantan (tj. istražuje se uvijek istim dubinskim zahvatom), a mijenja se mikrolokacija mjerena po točno određenom pravcu. Crtaju se izolinije otpora te se time određuju:

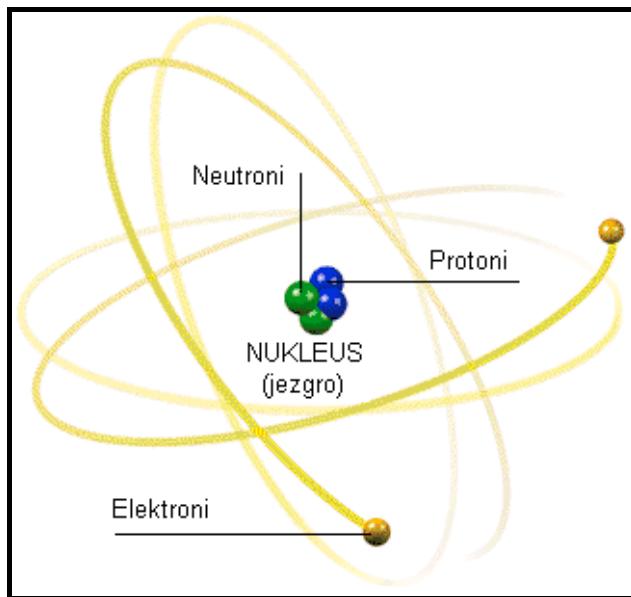
- podzemni kanali i zone jače zaslanjenosti
- zone s većim primjesama gline
- detekcija kakvoće nepropusnog tepiha (npr. u zoni deponija)

## 2.3. Snimanja u buštinama

### 2.3.1. Nuklearno logiranje

Mjerenje radioaktivnosti se vrlo često koristi u geofizičkim istraživanjima. Nuklearno logiranje ima izrazitu prednost zbog mogućnosti korištenja u zdencima čije su stjenke obložene. Tri najčešća načina mjerenja su: mjerenje *gama* zraka (mjerenje prirodne radioaktivnosti), mjerenje *gama-gama* zračenja (mjerenje inducirane radioaktivnosti ili gustoće porozne formacije) i mjerenje inducirane radioaktivnosti putem neutrona.

Prije upoznavanja s osnovnim principima nuklearnih zapisa u geofizici, potrebno je dati samo kratki osvrt na osnovne principe strukture atoma. Atom je predstavljen s centralnom jezgrom ("nukleus") koja se sastoji od pozitivno nabijenih protona i neutrona koji imaju neutralni električni naboј. Elektroni s negativnim naboјem kreću se po putanjama oko atomske jezgre.



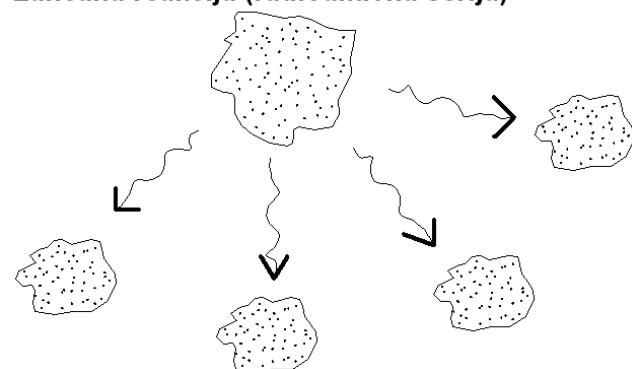
Slika 2. 21. Građa atoma

Broj atomske mase,  $A$ , zbroj je protona i neutrona koji se nalaze u jezgri, a atomski broj,  $Z$ , predstavlja broj elektrona koji se okreću oko jezgre. Dakle, za jedan električno neutralni atom (broj elektrona jednak je broju protona), atomski broj označava ujedno i broj elektrona i broj protona. Prema dogovoru se broj atomske mase piše kao eksponent, a atomski broj kao indeks. Na primjer, oznaka za ugljik,  ${}_{6}^{12}\text{C}$ , označava 6 elektrona oko jezgre koja ima 6 protona i 6 neutrona (električno neutralna atomska struktura):

$$\text{Ugljik, } {}_{6}^{12}\text{C} = {}_Z^A\text{C} \Rightarrow \text{C}_{\text{6 elektrona}}^{\text{6 protona + 6 neutrona}}$$

Većina elemenata u prirodi postoji u formama raznih izotopa. Svi izotopi jednog elementa imaju isti atomski broj, a razlikuju se u broju atomske mase odnosno broju neutrona. Za primjer može se navesti prirodni uran sa svoja tri izotopa:  $^{234}_{92}U$ ,  $^{235}_{92}U$  i  $^{238}_{92}U$ . Neki izotopi su stabilni (nema reakcija), a neki su radioaktivni (dolazi do dezintegracija). Prirodna radioaktivnost se manifestira spontanom emisijom različitih čestica iz jezgre. To često rezultira dezintegracijom jezgre, odnosno njenom transformacijom u nove jezgre koje opet mogu biti stabilne ili nastaviti dezintegraciju. Takvim procesima poznatima pod nazivom radioaktivna serija (lančana reakcija) formira se lanac elementa koji su startali od iste forme atoma.

**Lančana reakcija (radioaktivna serija)**

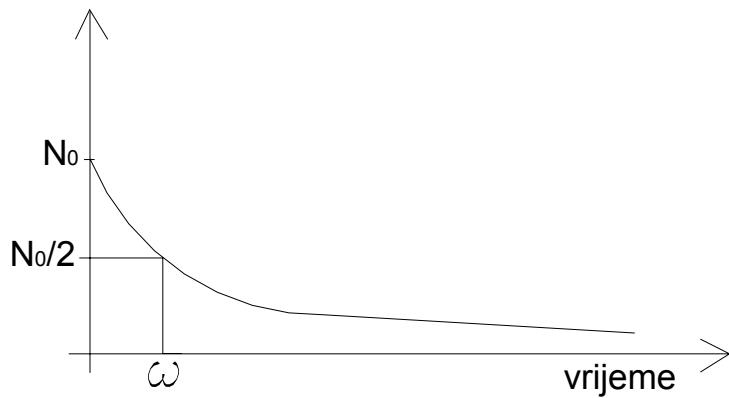


Slika 2.22.

Radijacije može biti u formi *alfa* zračenja, *beta* zračenja i *gama* zračenja. *Alfa* zrake se sastoje od jezgri helija,  $^{4}_2He$ , karakterizira ih slaba penetracija i mala snaga. *Beta* zrake se sastoje od brzih elektrona, slabe su penetracije, a mogu se zaustaviti s nekoliko "mm" aluminija. Za razliku od *alfa* i *beta* zraka, *gama* zrake imaju stotinu puta jaču snagu penetracije. Gama zračenje je u formi *fotona* s jakom energijom. To je radijacija koja se koristi u nuklearnom mjerenu. Gama zrake imaju određenu energiju emisije koja se izražava u milionima elektron volti [MeV]. Za svaki radioaktivni element, broj atoma koji odumire u vremenu,  $t$ , može se prikazati izrazom:

$$N = N_0 \exp\left(-\frac{\ln 2}{\omega} t\right)$$

pri čemu je  $N_0$  broj atoma prisutan u trenutku  $t = 0$ ,  $N$  je broj atoma u trenutku  $t$ , a  $\omega$  predstavlja tzv. vrijeme polu-raspada.



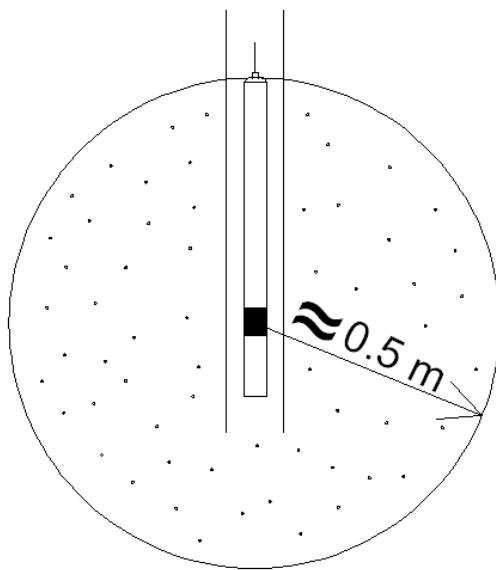
Slika 2.23

Drugim riječima,  $\omega$ , je vrijeme potrebno da se početni broj atoma reducira na pola te se često naziva u literaturi kao konstanta polu-raspada. Neki radioaktivni izotopi imaju vrijeme polu-raspada vrlo kratko i s vremenom potpuno nestaju, dok neki imaju vrlo dugo vrijeme polu-raspada koje može iznositi i milijune godina. Različite vrste stijena imaju različiti stupanj radioaktivnosti što se može vidjeti u tablici 2.2.

RADIOAKTIVNOST STIJENA		
Mala radioaktivnosti	Srednja radioaktivnosti	Jaka radioaktivnosti
vapnenci	pješčenjaci	granitne i bazaltne
dolomiti	formacije pjeska	pješčenjaci bogati mineralima urana i torija
		većina glina

Tablica 2.2.

Radioaktivnost stijena mjeri se detektorom (sl. 2.24). Volumen mjerena je kugla s centrom na detektoru čiji volumen generira 99 % prirodnog zračenja. Radijus ovisi o formaciji, a pogotovo o gustoći stijene (veća gustoća - radijus manji).



Slika 2.24 Uređaj za mjerjenje radioaktivnosti stijena

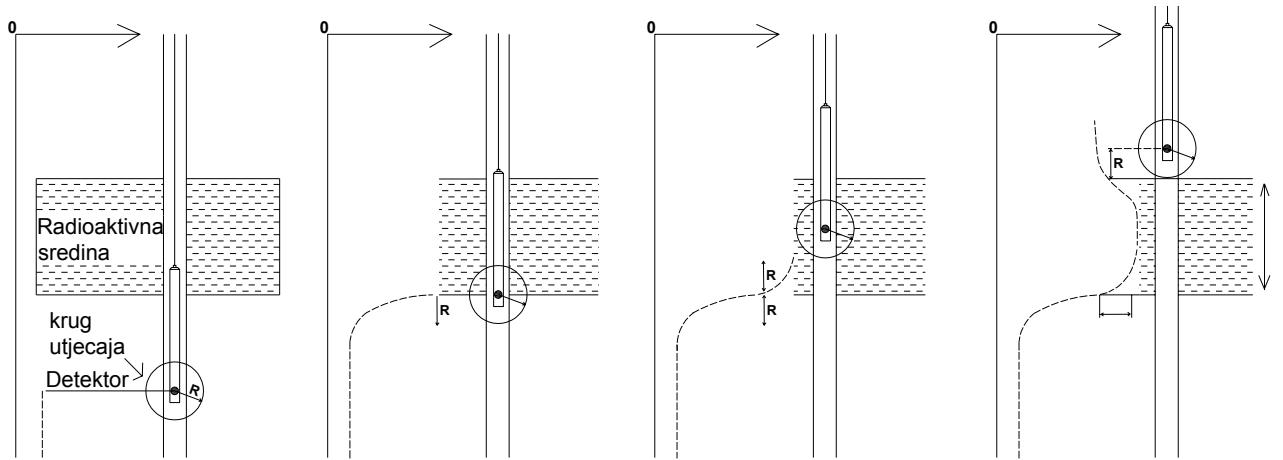
### 2.3.2. Mjerjenje gama zračenja

Ovo je najjednostavniji nuklearni zapis u geofizici i temelji se na mjerenu prirodne radioaktivnosti porozne formacije. Zapis s mjerenjem *gama* zraka, koristan je pri litološkom opisu porozne sredine te lociranju glinenih proslojaka u podzemlju, koji često označavaju granice vodonosnih slojeva.

Većina izotopa je radioaktivna, međutim samo tri izotopa su važna u prirodnoj emisiji *gama* zračenja koje dolazi od raznih stijena i minerala. Ostali izotop su rijetki i vrlo nestabilni. U geofizičkim istraživanjima koriste se:

- Uran,  $^{238}_{92}U$  - emitira *gama* zračenje do  $2.446 \text{ MeV}$ ; u Zemljinoj kori se nalazi u koncentraciji 2 do 3  $\text{ppm}$  ( $\text{mg l}^{-1}$ )
- Torij,  $^{232}Th$  - emitira *gama* zračenje do  $2.6 \text{ MeV}$ ; nalazi se u koncentraciji od 8 do 12  $\text{ppm}$
- Kalij (Potaša- vrsta kalijevog karbonata)  $^{40}K$  - nalazi se u znatnim količinama u stijenama - oko 3  $\text{ppm}$ . Energija zračenja je relativno mala i iznosi oko  $1.46 \text{ MeV}$

Slika 2.25. pokazuje tipičnu skicu jednog uređaja za mjerjenje *gama* zračenja, te njegov zapis, koji na razlici mjerjenja zračenja identificira određene proslojke u poroznoj formaciji.

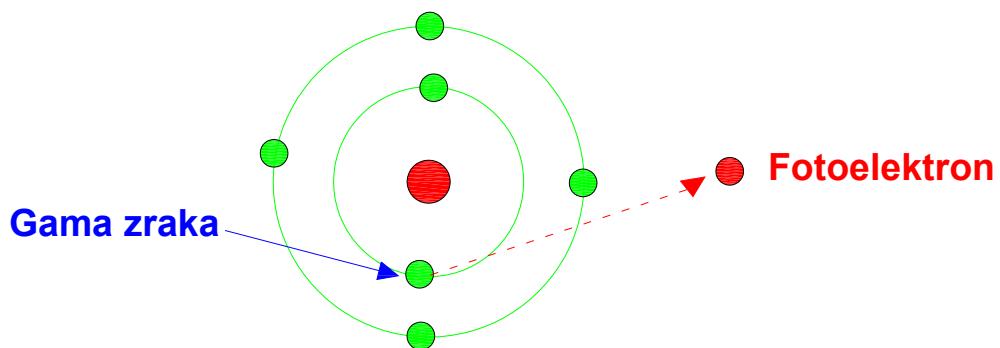


Slika 2.25. Mjerenje gama zračenja sa zapisom

- Fotoelektrični efekt

Fotoelektrični efekt nastaje kada gama zraka (energije ispod 1 MeV) prolazeći kroz tvar pogodi jedan elektron iz orbite atoma i predaj mu svu svoju energiju. Samim time zraka prestane postojati, a elektron biva izbačen iz elektronskog omotača. Razlika između energije zračenja i energije kojom je dotični elektron vezan za jezgru poslužit će tom elektronu za kretanje kroz tvari. Elektron izbačen na ovaj način naziva se fotoelektron. Fotoelektrični efekt karakterističan je za gama zrake niske energije (ispod 1MeV).

$$E < 0.1 \text{ MeV}$$

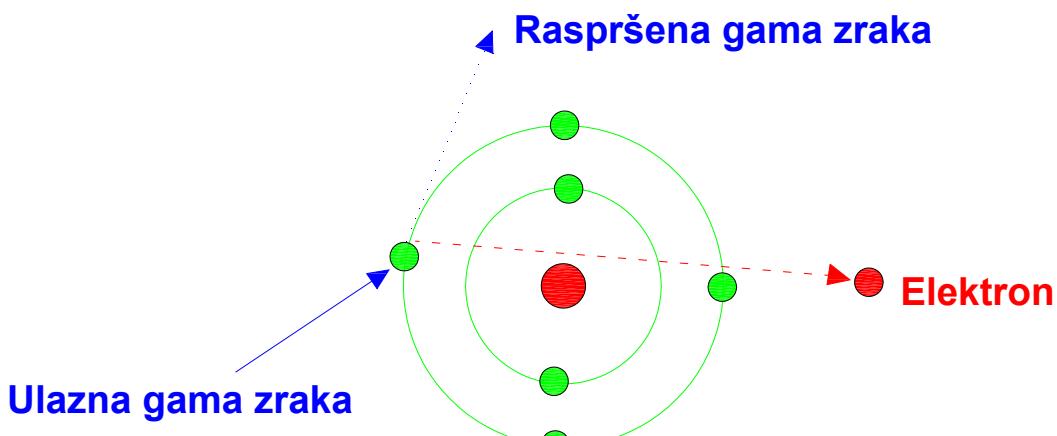


Slika 2.26 Fotoelektrični efekt

- Compton efekt

Compton efekt je karakterističan za gama zrake srednje energije (oko 1MeV). Pri ovome procesu kvant gama zraka udari u elektron i predaje mu dio svoje energije i količine gibanja. Pri tome elektron izleti iz atoma, a gama zraka nastavlja svoj put u promijjenjenom smjeru i sa smanjenom energijom. Oslobođeni elektron se kreće i ionizira okolnu tvar.

$$E = 0.1 - 1 \text{ MeV}$$

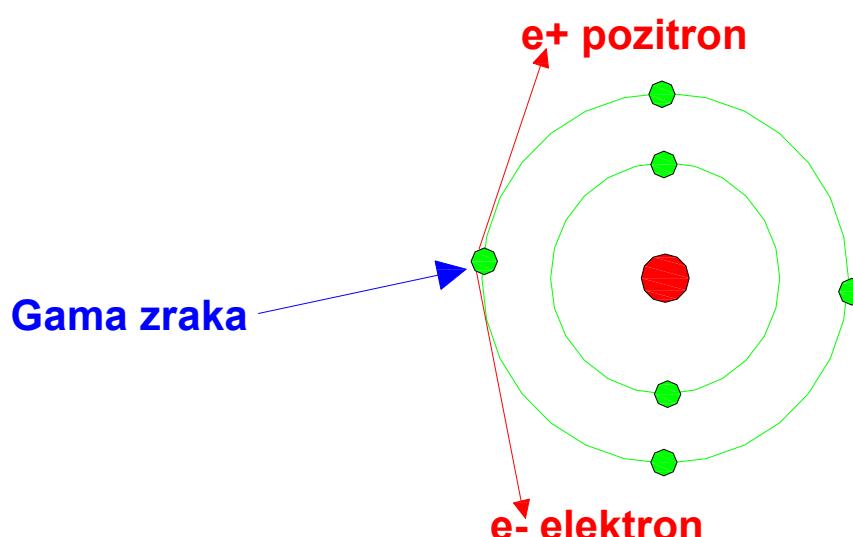


Slika 2.27 Compton efekt

- Dvostruki efekt ("Pair production") – proizvodnja ionskih parova

Proizvodnja ionskih parova se može zbiti samo ako zraka s najmanje 1.02MeV (dva puta veća energija od energije mirovanja elektrona) prođe blizu ili kroz električno polje jezgre atoma. Gama zraka prošavši kroz polje prestaje postojati, pretvorivši se u par elektron - pozitron. Ukoliko dva novonastala elektrona posjeduju energiju za kretanje, oni će se kretati, sudarati s molekulama i elektronima i ionizirati tvar. Kad izgubi kinetičku energiju elektron će se prihvatići za atom pa će atom postati negativan ion. Pozitron (pozitivno nabijeni elektron) će se i situaciji da nema kinetičke energije, spojiti s najbližim elektronom u orbiti atoma. Nestavši i proton i elektron otpustiti će se 2 kvanta gama zračenja.

$$E > 1.0 \text{ MeV}$$

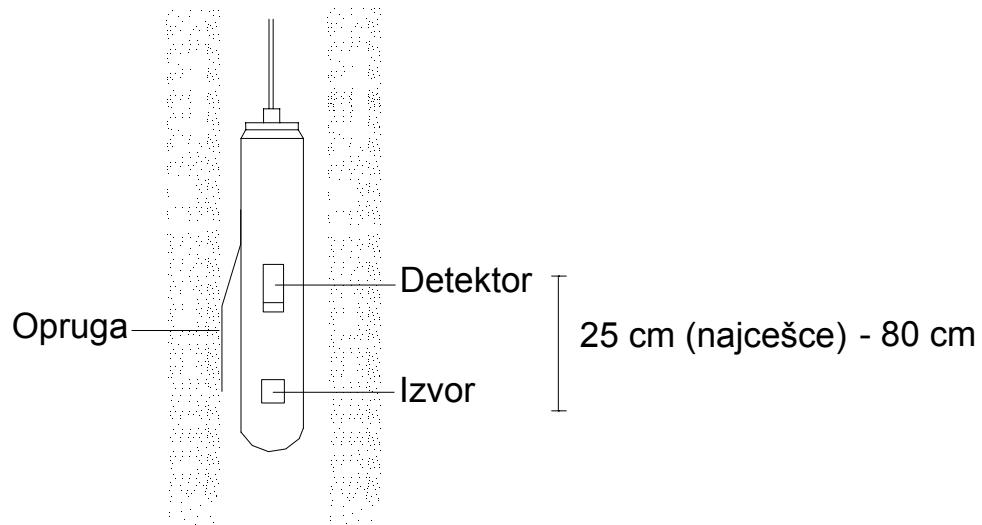


Slika 2.28 Dvostruki efekt

### 2.3.3. Mjerenje gama-gama zračenja ili zapisi gustoće formacije

Za razliku od mjerenja prirodnog gama-zračenja, gama-gama mjerenje zasniva se na induciranim zračenjima, odnosno mjerenu interakciju između inducirane radijacije i atoma u poroznoj sredini koji su izloženi radioaktivnom bombardiranju. Glavna svrha ovog geofizičkog zapisa procjena je totalne gustoće formacije što kasnije olakšava procjenu samog poroziteta.

Samo mjerenje se vrši pomoću uređaja skiciranog na slici 2.29. Koristeći točkasti izvor radijacije (najčešće kobalt - 60 ili cezij - 137) porozna formacija se bombardira *gama* zrakama energije u rasponu od 0.1 - 1.0 MeV. Prolazeći kroz porozni materijal *gama* zrake se prigušuju ovisno o tipu i atomskom broju radioaktivnih elemenata na poroznom materijalu. Intenzitet *gama* zračenja registriran na detektoru proporcionalan je totalnoj gustoći formacije. Mjerenje *gama-gama* zračenja u naftnoj industriji zapisano je izravno u jedinicama  $g/cm^3$ , dok se u hidrogeologiji koristi jedinica *cps* ("counts per second").



Slika 2.29. Mjerenje *gama-gama* zračenja

Povećanje *cps* odgovara smanjenju gustoće porozne sredine. *Gama* zračenjem se može vrlo precizno detektirati nivo podzemne vode također obzirom na izrazitu razliku u gustoći vode i porognog materijala. Nivo podzemne vode odgovara oštrog promjeni u gustoći budući da se, ulaskom instrumenta u zasićenu formaciju, totalna gustoća povećava, dakle detektirana radijacija prigušuje (manji *cps*). (gustoća vode je  $1.0\text{ g}/\text{cm}^3$ , gustoća pješčenjaka je  $2.65\text{ g}/\text{cm}^3$ )

Totalna gustoća mjerene uzorka porozne sredine jednaka je zbroju gustoća svih sastojaka unutar uzorka (npr. voda i stijena) pomnoženih s postotkom učešća u totalnom volumenu uzorka. Dakle, za uzorak mjerene *gama-gama* zračenjem koji se

sastoji od jedne vrste materijala i vode, slijedeća relacija se koristi za procjenu poroziteta:

$$\rho_b = \varphi \rho_t + (1 - \varphi) \rho_m \quad (2.28)$$

gdje  $\rho_m$  označava gustoću čvrste faze (stijena),  $\rho_t$  je gustoća vode u poroznoj formaciji,  $\rho_b$  je prostorna gustoća  $\left(\frac{M}{V}\right)$  detektirana *gama-gama* zračenjem i  $\varphi$  označava porozitet. Iz gornjeg izraza proizlazi porozitet kao funkcija gustoće:

$$\varphi = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_t} = \frac{\text{gustoća zrna - prostorna gustoća}}{\text{gustoća zrna - gustoća tekućine}} \quad (2.29)$$

U slučaju da se porozna formacija sastoji od više materijala različite mineraloške strukture (pogotovo ako sadrži proslojke gline), gornji izraz (2.29) za totalnu gustoću se proširuje dodatnim članovima koji predstavljaju komponente prisutnog materijala u mjerrenom uzorku:

$$\rho_b = \varphi \rho_t + \varphi_1 \rho_1 + \varphi_2 \rho_2 + \dots$$

$\varphi_i$  = proporcija volumena za komponenti  $i$

$\rho_i$  = gustoća komponente  $i$

Mjerjenjem prigušenja između poznate radijacije na izvoru i registracije radijacije na detektoru,  $\rho_b$ , se može procijeniti:

$$I_{\text{detektor}} = I_0 \exp(-\mu_m \times d_x)$$

$$\mu_m \propto \rho_b$$

Gdje  $I_0$  predstavlja radijaciju na izvoru,  $\mu_m$  koeficijent apsorpcije mase, a  $d_x$  udaljenost detektora od izvora.

Pr. U gustim formacijama fotoni će imati puno kolizija s atomima formacije prije nego dođu do detektora; bit će jako prigušeni. To znači slijedeće:

**Velika apsorpcija mase → Velika gustoća**

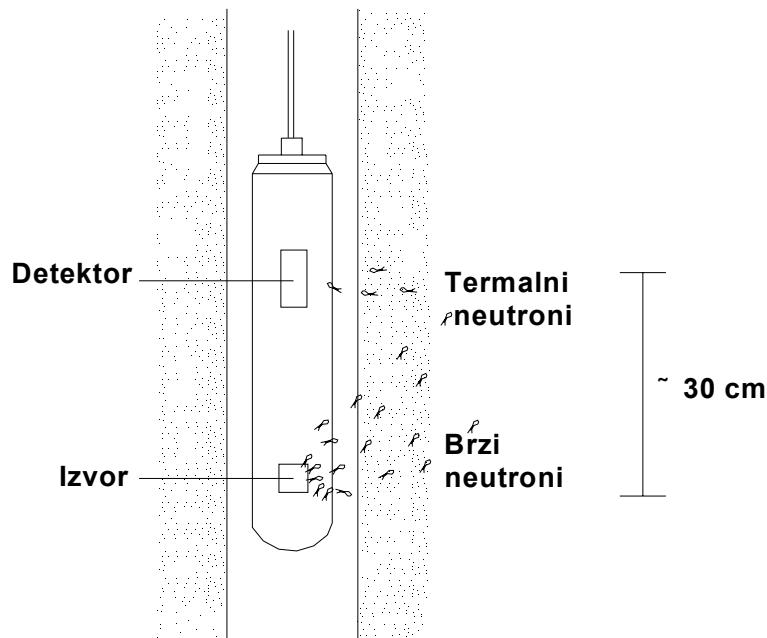
→ manji porozitet

**Mali cps → Velika gustoća**

Za inženjersku praksu važno je napomenuti da *gama-gama* zapis omogućava dobru procjenu litologije porozne sredine iz mjerjenja gustoće što može biti vrlo korisna informacija za temeljenje hidrotehničkih građevina. *Gama-gama* zapis iz bušotine može se koristiti za procjenu poroziteta te detekcije nivoa podzemne vode.

#### 2.3.4. Mjerenje emisije neutrona

Geofizički zapis mjerena emisije neutrona također spada u nuklearne zapise koji se vrše induciranjem radioaktivnosti unutar bušotine. Elementarne čestice, neutroni, nastaju pri dezintegraciji atoma. Mjerenje emisije neutrona registrira količinu vodika u poroznoj formaciji. Za vrijeme mjerena porozni medij je bombardiran vrlo brzim neutronima (10000 km/s) koji imaju energiju u rasponu od 4 do 6 MeV. Izvor radijacije kontinuirano emitira brze neutrone u svim smjerovima. Distribucija neutrona je u obliku kugle u kojoj energija i broj neutrona opadaju s udaljenošću od izvora. Brzi neutroni udaraju u atomske jezgre elemenata na poroznoj sredini i gube energiju i brzinu emisije. Neutroni koji su usporeni sukcesivnim kolizijama imaju energiju od 0.1 do 100 eV te ulaze u toplinsko stanje koje se bilježi na detektoru mjernog instrumenta (sl. 2.30). Detektor u hidrogeološkim aplikacijama je brojač osjetljiv na termalne neutrone i zapisuje neutrone usporene kolizijama s atomskim jezgrama vodika. Takav zapis je mjerodavan za koncentraciju vodikovih atoma u poroznoj formaciji. Gustoća termalnih neutrona varira ovisno o udaljenosti od izvora i broju vodikovih atoma koji su prisutni u poroznoj sredini.



Slika 2.30 Uređaj za mjerenje emisije neutrona

Kako je u stijeni i drugim poroznim materijalima vodik prvenstveno prisutan u vodi i ugljikohidratima, mjerena količina vodika moguća je procjena poroziteta i stupnja zasićenja u poroznom mediju. Neutronski zapis vrlo dobro registrira plutajuće proslojke vode. Prilikom prolaska kroz takve slojeve povećava se naglo koncentracija vodika, odnosno opada kad instrument napušta tu zonu. Pretpostavka neutronskog zapisa je da kompletan vodik dolazi iz vode.

Međutim kako mnogi minerali također sadrže vodik interpretacija i analiza mjerenja emisije neutrona nije lagan zadatak u geofizici.

Slika 2.30 pokazuje skicu izvora i detektora na mjernom instrumentu. Broj termalnih neutrona koji se registrira na detektoru obrnuto je proporcionalan koncentraciji vodika u poroznom mediju. Vodik prisutan u poroznoj sredini koji sudjeluje u prigušenju induciranih neutrona je uglavnom u vodi, tako da povećanje količine vodika odgovara povećanju poroziteta. U naftnoj industriji, geofizička istraživanja, putem zapisa emisije neutrona, su automatski kalibrirana u jedinicama za porozitet, dok je u hidrogeologiji zapis dan u *cps* (*povećanjem cps smanjuje se porozitet*).

Mjerenje emisije neutrona korisna je tehnika geofizičkog istraživanja koja može dosta precizno pokazati položaj plutajuće vode u podzemlju (identificirati proslojke s vodom). Važno je imati na umu da porozitet procijenjen korištenjem zapisa emisije neutrona pretpostavlja da kompletan vodik dolazi iz prisustva vode u poroznoj formaciji. Ukoliko to nije slučaj, potrebno je poznavati odnos ostalih primjesa porozne sredine koje sadrže vodik kako bi se ostvarila pouzdana procjena poroziteta. Na primjer, prisustvo glinenih proslojaka (ili nekih drugih minerala) često sadrži također vodik i rezultira u procjenjivanju poroziteta. Iako prisustvo drugih, vodikom bogatih struktura, u podzemlju, može negativno utjecati na pouzdanost procjene poroziteta, dotle sama mogućnost identifikacije takvih proslojaka, omogućava bolji litološki zapis.

#### 2.2.5. Drugi geofizički zapisi

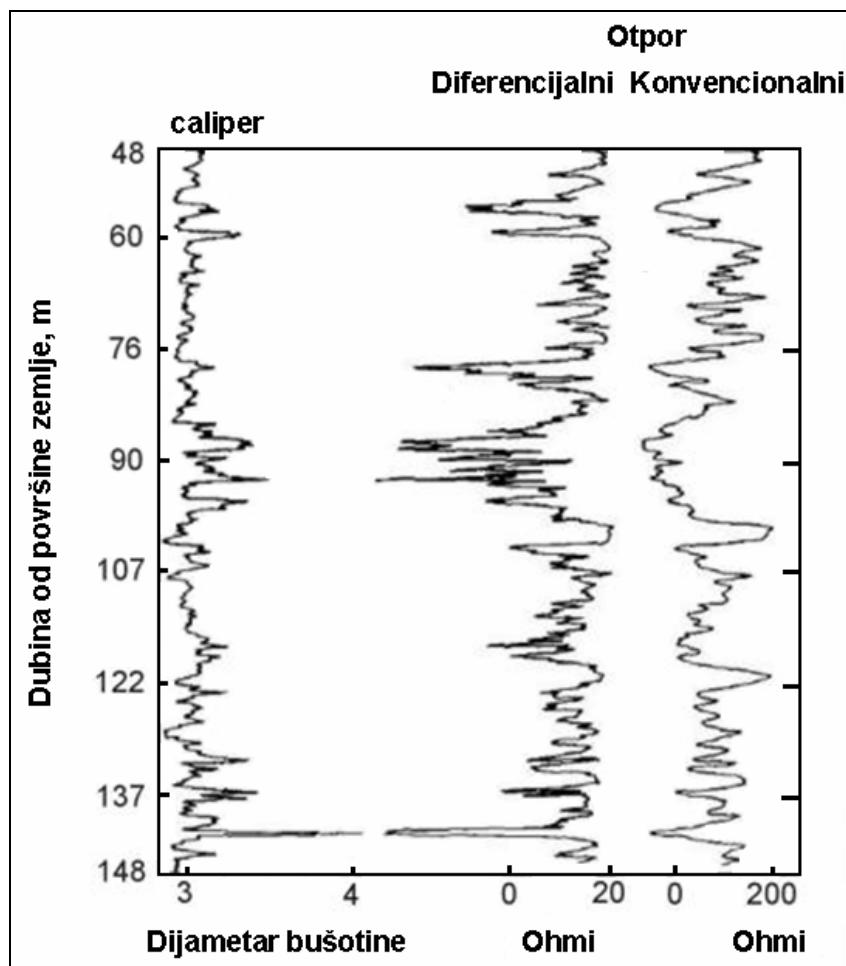
Neki geofizički zapisi u istraživanjima podzemlja nisu često prisutni u klasičnom geofizičkom istraživanju, ali u svojoj namjeni mogu biti korisni za inženjerska odlučivanja, kako u projektiranju, tako i u samoj fazi izgradnje. Njihova korisnost se uvijek povezuje s drugim geofizičkim istraživanjima gdje daju dodatne informacije potrebne za pravilniju interpretaciju mjerenja.

- **Mjerenje dijametra bušotine (“caliper log”)**

Premda često zanemareno, mjerenje dijametra bušotine, u praksi može predstavljati vrlo važan podatak. Iz prijašnjih sekcija je vidljivo kako mnoga mjerena trebaju biti korigirana ili dodatno kalibrirana u slučaju promjene dijametra bušotine.

Mogućnost pravilne korekcije zahtjeva postojanje kontinuiranog zapisa o dijametru bušotine. Dijametar bušotine se mijenja kao rezultat: promjene tehnike bušenja, erodiranja stjenke bušotine, bubrenja glinenih proslojaka ili formiranja sloja na stjenci bušotine kao rezultat akumuliranja čestica iz tekućine korištene pri bušenju. Promjena

dijametara bušotine zapisuje se najčešće u centimetrima. Zapis dijametra bušotine je koristan i vrlo važan za korekcije i kalibracije ostalih geofizičkih zapisa.



Slika 2.31

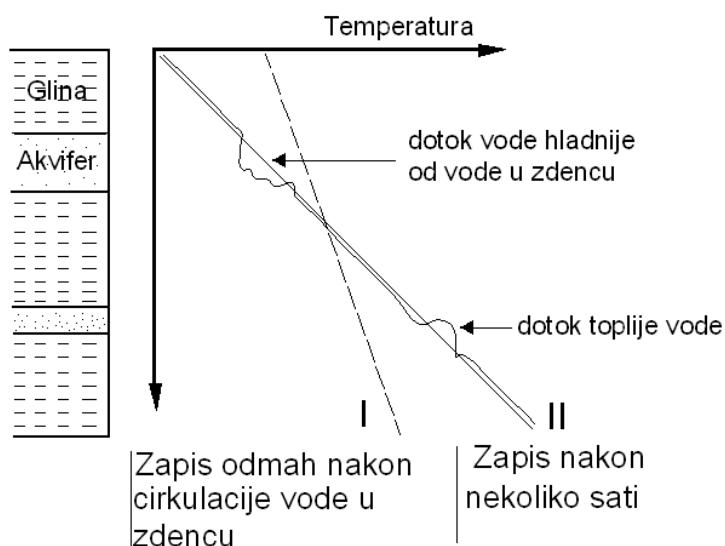
- **Mjerenje temperature**

Mjerenje varijacije temperature u bušotini također spada u pomoćne geofizičke zapise koji se primarno koriste kao korekcija za zapise električnog otpora i potencijala. Dvije vrste temperaturnih mjerena su moguća. Kontinuirani zapis temperature korištenjem senzora koji se spušta u bušotinu li zapis temperaturnog gradijenta korištenjem dva senzora. U drugom slučaju, zapis se zove diferencijalni zapis temperature.

Temperatura podzemne vode općenito se povećava s dubinom. U prosjeku povećanje od  $1^{\circ}\text{C}$  za svakih 30 m zove se *geotermalni stupanj* koji inače varira od mjesta do mjesta i ovisi o tipu porozne formacije. Pri bušenju istražne bušotine, temperatura (zbog cirkulacije tekućine bušenja) stoji konstantna po vertikali. Nakon bušenja, voda u bušotini počinje ekvilibrirati na osnovu temperature porozne formacije

te se formira geotermalni gradijent. Dakle, temperatura se povećava s dubinom. Slika 2.32 pokazuje zapis temperature te moguća zapažanja s mjerjenjem temperature.

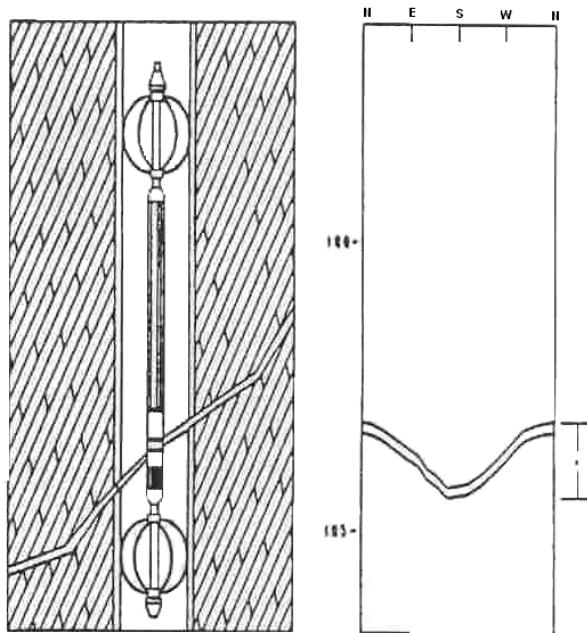
Temperaturna mjerena u bušotini su potencijalno korisna u identifikaciji infiltracije i prihranjivanja s površine te u korekciji mjerena električnog otpora koji se mijenja s temperaturnim razlikama. Mjerena temperature se, također, mogu vršiti ubacivanjem tople ili hladne vode u bušotinu, a zapisi temperature mogu se dobiti u različitim vremenima poslije ubacivanja. Tim se eksperimentima, mogu utvrditi porozne zone u bušotini, kao i potencijalna komunikacija po vertikali između različitih proslojaka u podzemnoj sredini.



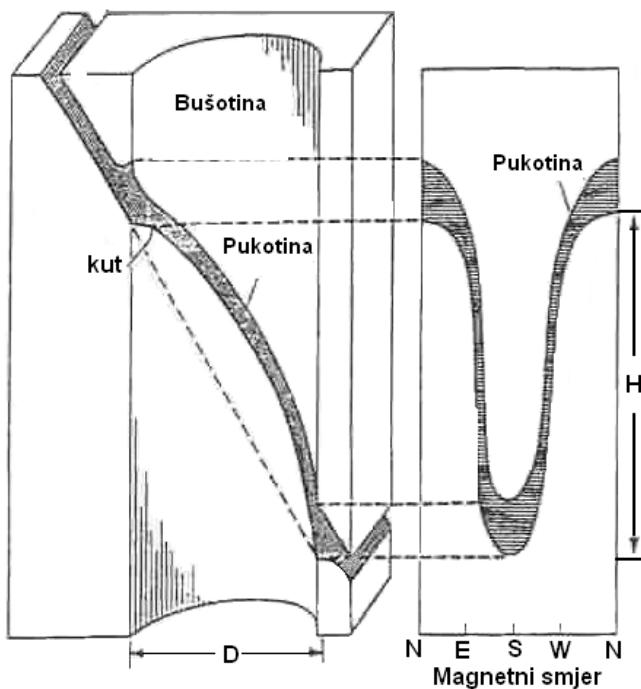
Slika 2.32. Temperaturni zapis

#### ▪ Mjerjenje zvučnog signala (“borehole televiewer”)

Zapis mjerena zvučnog signala u bušotini zasniva se na transmisiji zvučnih pulsova, te mjerenu njihove refleksije od stjenke bušotine. Sam instrument sastoji se od rotirajućeg dijela koji emitira oko 1500 pulsova zvuka u sekundi. Slika 2.33 pokazuje skicu mjernog instrumenta i zapis koji registrira postojanje pukotina u poroznoj sredini. Mjerjenje zvučnog signala u bušotini je vrlo korisno u identifikaciji položaja pukotina, njihovom nagibu, gustoći te veličini otvora. Što je čvršća stijena i bušotina pravog cilindričnog oblika to je veća amplituda reflektiranog zvučnog signala. Pukotine u stijeni značajno reduciraju amplitudu reflektiranog zvučnog signala i u zapisu (vidi sliku 2.34.) imaju sinusoidalni oblik.



Slika 2.33. Mjerenje zvučnog signala



Slika 2.34. Skica zvučnog zapisa

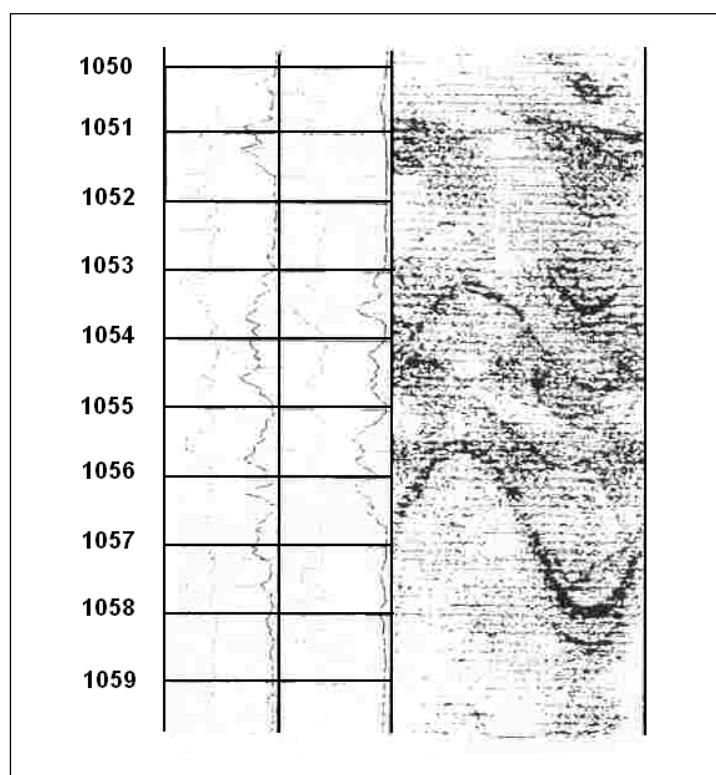
#### 2.2.6. Zaključna zapažanja

U ovoj sekciji prikazan je relativno kratak opis geofizičkih mjerena u podzemlju, s namjerom da se dotaknu osnovni principi mjerena i interpretacija zapisa koju građevinski inženjer može koristiti u projektiranju i izvođenju objekata. Sigurno je da postoje mnogi aspekti geofizičkih mjerena (pogotovo novija instrumentacija) koji nisu

dotaknuti u ovom tekstu i za njihovo razumijevanje je potrebno koristiti druge izvore informacija, te konzultirati stručnjake u geofizici.

Ono što je važno za jednog građevinskog inženjera je razumijevanje principa mjerjenja te kako interpretirati geofizički zapis da bi se došlo do informacija koje su izravno primjenjive u praksi. Tvrte koje nude usluge u geofizičkim istraživanjima često ne nude kompletну interpretaciju jer nemaju kompletan uvid u končan cilj i zato je zadaća građevinskog inženjera, sposobnost da, uz pomoć geofizičara, maksimalno iskoristi i obradi prikupljene podatke.

Svako individualno geofizičko mjerjenje, samo za sebe, ne daje potpunu informaciju, ali povezano s nizom drugih mjerjenja u skup geofizičkih zapisa, predstavlja vrlo važan izvor informacija i povećava naše razumijevanje podzemlja.



Slika 2.35. Stvarni zapis (Shoal site, Nevada, USA)

### **3. Geološka istraživanja**

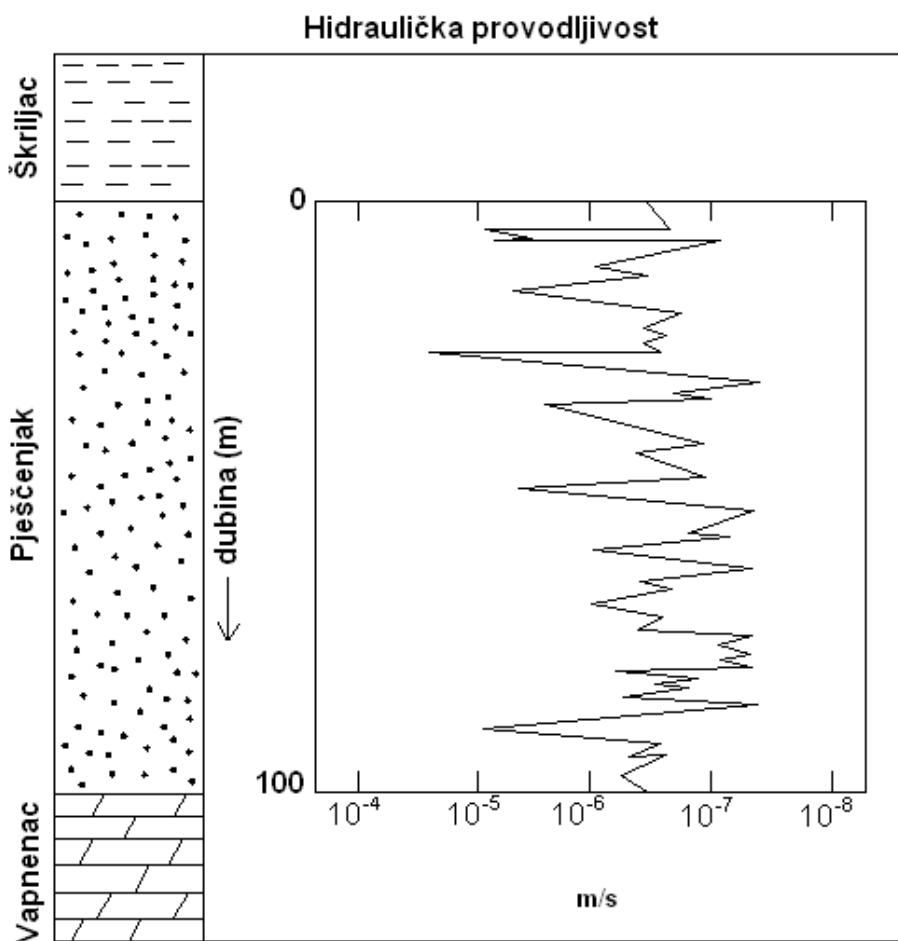
Geološka istraživanja izravno su povezana s geofizikom i danas se praktički zajedno obavljaju. Teško je ponuditi dobar geološki model podzemlja bez interpretacije geofizičkih mjerena. Međutim, vrijedi i obrnuto, nije lako ponuditi kvalitetnu interpretaciju geofizičkih mjerena bez poznavanja osnovnih geoloških procesa deponiranja, te vremenskog nastojanja određenih podzemnih formacija. Istraživanja podzemlja najčešće se provode za potrebe izgradnje pa sudjelovanje građevinskog inženjera predstavlja treću kariku u lancu koji vodi uspješnoj izgradnji građevinskih objekata. Stoga je važno još se jednom podsjetiti osnovnih principa geološkog nastajanja i formiranja stijena i njihovih produkata.

Vrsta i raspodjela vodonosnih i vodonepropusnih slojeva u geološkom sistemu je kontrolirana *litologijom*, *stratigrafijom* i strukturom naslaganog materijala. Litologija je fizikalni opis porozne formacije koji u sebi sadrži prikaz mineralne kompozicije, veličinu i pakiranje zrnatog materijala. Stratigrafija opisuje geometrijsku relaciju, te starosnu razliku između različitih zona, proslojaka i ostalih identificiranih segmenata u geološkom sistemu. Ostale odlike strukture geoloških formacija, kao što su pukotine, rasjedi i druga boranja, također su geometrijske karakteristike najčešće nastale kroz procese formiranja i kristalizacije stijena i njihovih produkata. Litologija, stratigrafija, te strukturalne karakteristike, osnova su za kvalitetan opis distribucije vodonosnih i vodonepropusnih slojeva.

#### **3.1. Aluvij**

Aluvijalni materijali mogu se naći u skoro svim regijama. Oni su vrlo važni izvori za vodoopskrbu iz podzemlja. Aluvij spada u nekonsolidirane formacije koje su s vremenom deponirale šljunak, pijesak i sitnu prašinu s primjesama gline. To su materijali koji su se taložili fizikalnim procesima uz korita rijeka i na prostorima riječnih inundacija.

Uslijed stalnog pomicanja (meandriranja) korita rijeka te promjenama brzina deponiranja, aluvijalni depoziti imaju veliku varijabilnost teksture materijala koja se odmah odražava na heterogenost hidrauličkih karakteristika čiji točni opis je preduvjet za kvalitetan opis protoka i pronosa materijala kroz poroznu sredinu. Kao rezultat toga, projektiranje i izvođenje hidrotehničkih objekata u podzemlju također postaje funkcija kvalitetnog opisa geološke heterogenosti.



Slika 3.1 Shematski dijagram hidrauličke provodljivosti obzirom na dubinu, za relativno homogen pješčenjački vodonosnik

Veliki broj testova hidrauličke vodljivosti obavljen je u aluvijalnim formacijama i pokazao je da se varijacija u vodljivosti kreće više od 20 do 30 puta. Ovakva heterogenost u poroznoj sredini primarno je rezultat različite distribucije veličine zrnatog materijala te individualnih slojeva formiranih u procesu nastajanja kroz geološke epohe.

### 3.2. Taloženje vjetrom

Materijali koji su transportirani i deponirani vjetrom primarno se sastoje od pijeska i finog praha. To su formacije u područjima gdje su male oborine i gdje se nalazi dovoljno pijeska za transport vjetrom. Pješčane dine su primjeri takvih vrsta deponiranja. U sjevernoj Americi postoje formacije pješčane prašine koja formira depozite, tzv. prapor ili les, koji se nalaze plitko u podzemlju. Zbog primjesa gline i kalcijevog karbonata, ti slojevi su srednje kohezivni i imaju porozitet oko 40-50 %, dok im se provodljivost kreće od  $10^{-5} - 10^{-7}$  [m/s].

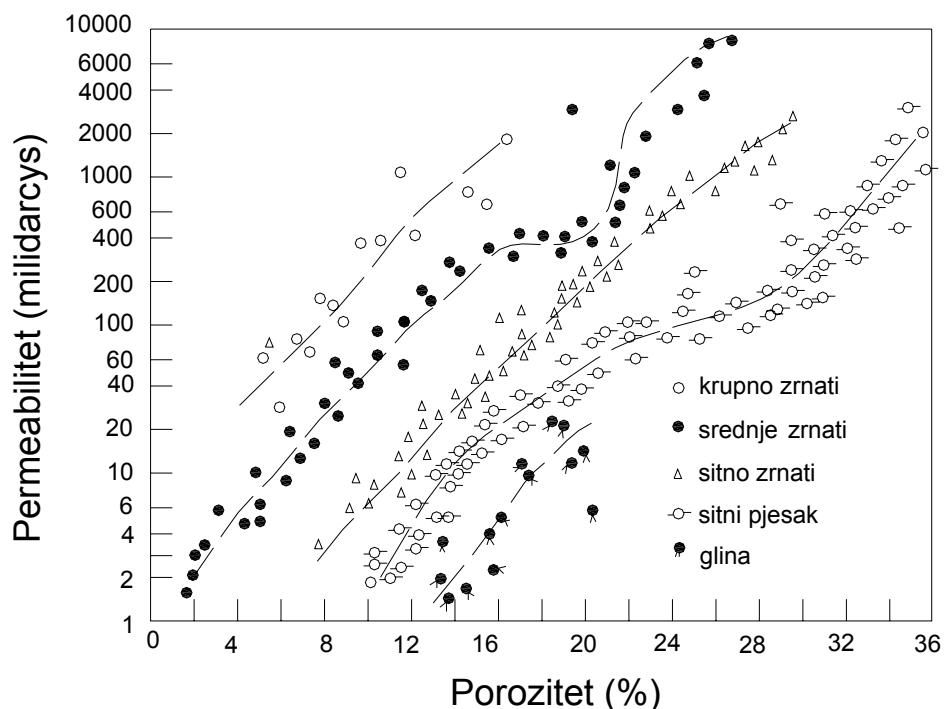
### 3.3. Taloženje ledom

Sjeverni dijelovi USA, Kanada, te sjeverna Europa ima geološke formacije koje su nastale od kontinentalnih ledenjaka. Najčešće su to formacije od ledenih sedimenata koje u sebi sadrže primjese pjeska, pješčane prašine, te gline. Takve formacije, tzv. "ledeni pokrovi" su vodonosni slojevi ako u sebi nemaju veće količine prašine i gline. U protivnom im može naglo opasti provodljivost (slučaj sa Sjevernom Amerikom).

### 3.4. Sedimentne stijene

#### 3.4.1. Pješčenjačke stijene

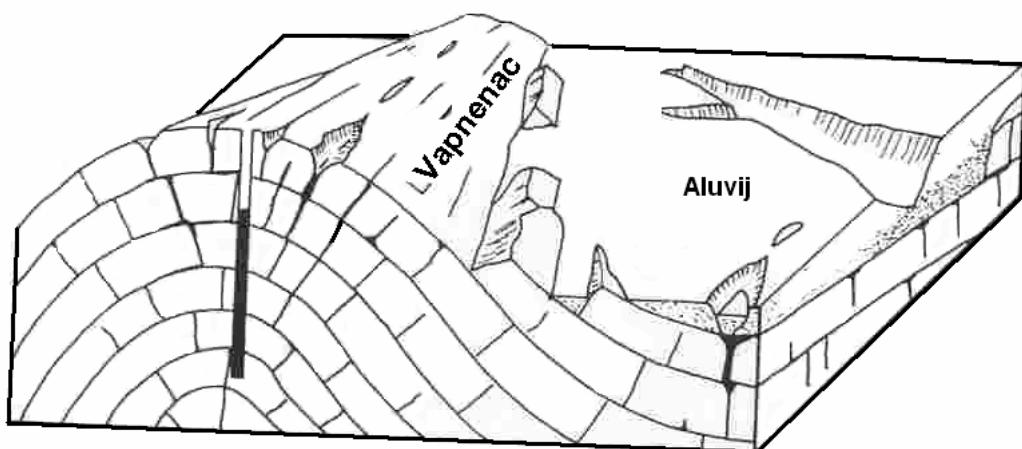
Pješčenjaci predstavljaju oko 25% sedimentnih stijena. U mnogim zemljama pješčenjačke stijene su vodonosni slojevi bogati vodom i predstavljaju glavne izvore vodoopskrbe iz podzemnih rezervi. Raspoljaga hidrauličke vodljivosti u pješčenjacima, veoma je bitna za pravilnu procjenu izdašnosti vodonosnih slojeva, kao i za odgovarajuću konstrukciju zdenaca. Testovi permeabiliteta izvedeni na kolonama pješčenjaka pokazuju veliku heterogenost koja lokalno može iznositi 10-100 puta. Slika 3.2 pokazuje odnos poroziteta i permeabiliteta za razne vrste pješčenjačkih stijena, grupiranih po veličini zrnatog materijala (Chilingar, 1963).



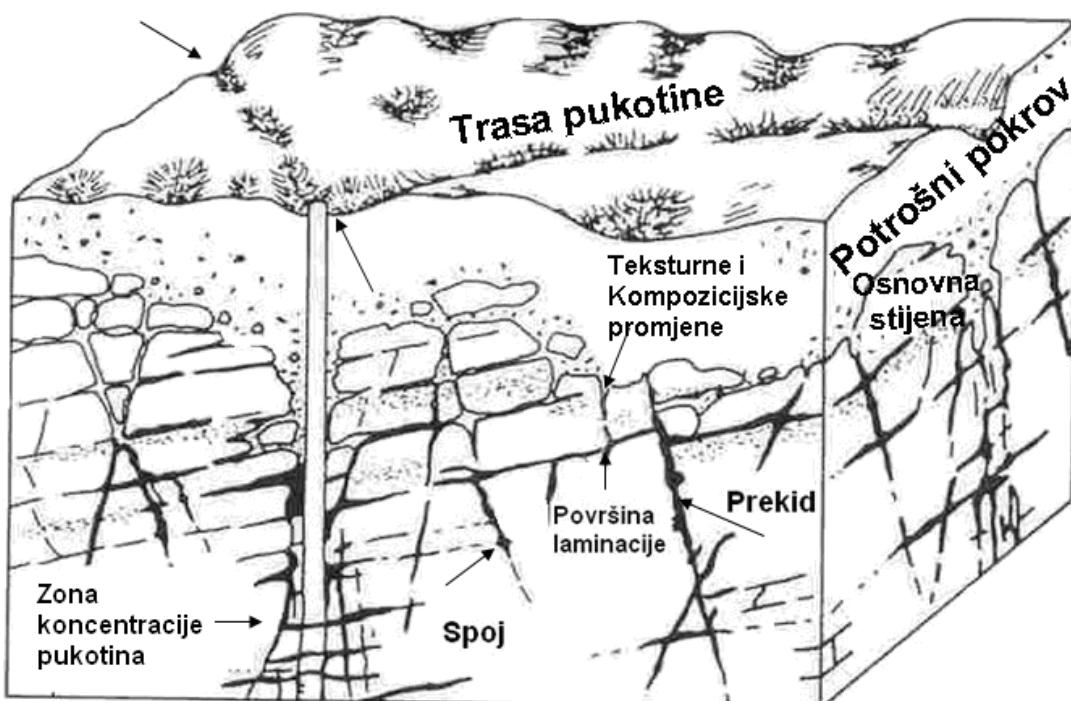
Slika 3.2. Odnos poroziteta i permeabiliteta kod pješčenjaka

### 3.4.2. Karbonatne stijene

Karbonatne stijene su najčešće u formi vapnenaca i dolomita i sastoje se od raznih minerala s primjesama gline. Dolomiti su, uglavnom, formirani u sekundarnom procesu geokemijskih reakcija transformacije kalcita. Ova mineraloška transformacija može lako uzrokovati značajno povećanje poroziteta i provodljivosti dolomita.. Vrlo često karbonatne stijene imaju porozitet od 20-50 % ovisno o izloženosti utjecaju vode. Primarni porozitet i permeabilitet kod vapnenaca i dolomita relativno je mali (oko  $10^{-7} \text{ m/s}$ ), dok sekundarni porozitet, koji nastaje geokemijskim djelovanjem vode i drugi faktorima, može biti vrlo velik, ovisno o procesima koji su djelovali na vapnence i dolomite.



Slika 3.3.

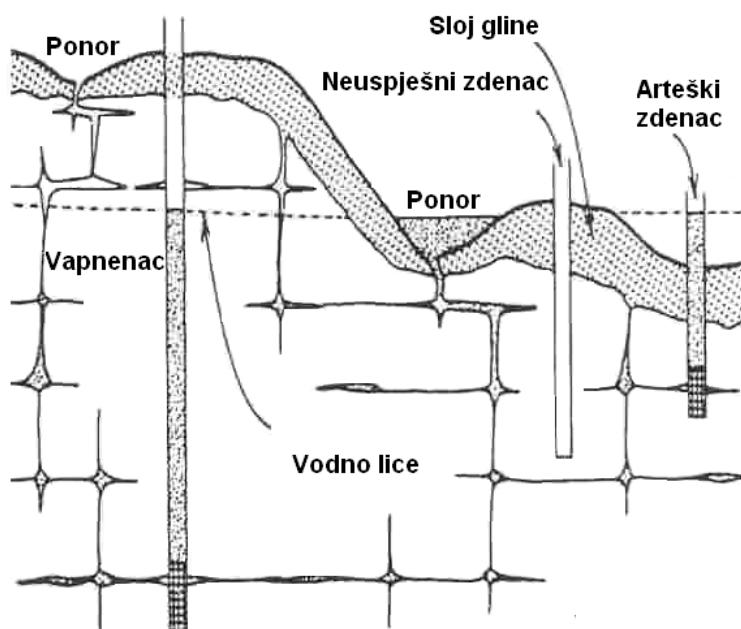


Slika 3.4

## ▪ Krš

Krški predjeli u Hrvatskoj i šire na Balkanu predstavljaju originalne primjere razvoja krških geoloških sustava. Krške formacije uglavnom se formiraju na vapnenačkim stijenama, ali i na dolomitima, gipsenim stijenama i stijenama od soli. Nepravilnosti, pukotine, kaverne pa i same špilje u kršu, formiraju se odstranjivanjem stijenske mase disolucijom kalcita i dolomita, tzv. karstifikacijom. Veliki broj literature i znanstvenog razvoja, posvećen je nastajanju krša kako sa geološkog, tako i sa kemijskog aspekta. Hidrologija krša, s druge strane, je relativno mlađa disciplina (Bonacci, 1993) i još je u razvoju, kako s teorijskog, tako i s aspekta mjerjenja i mjerne instrumentacije.

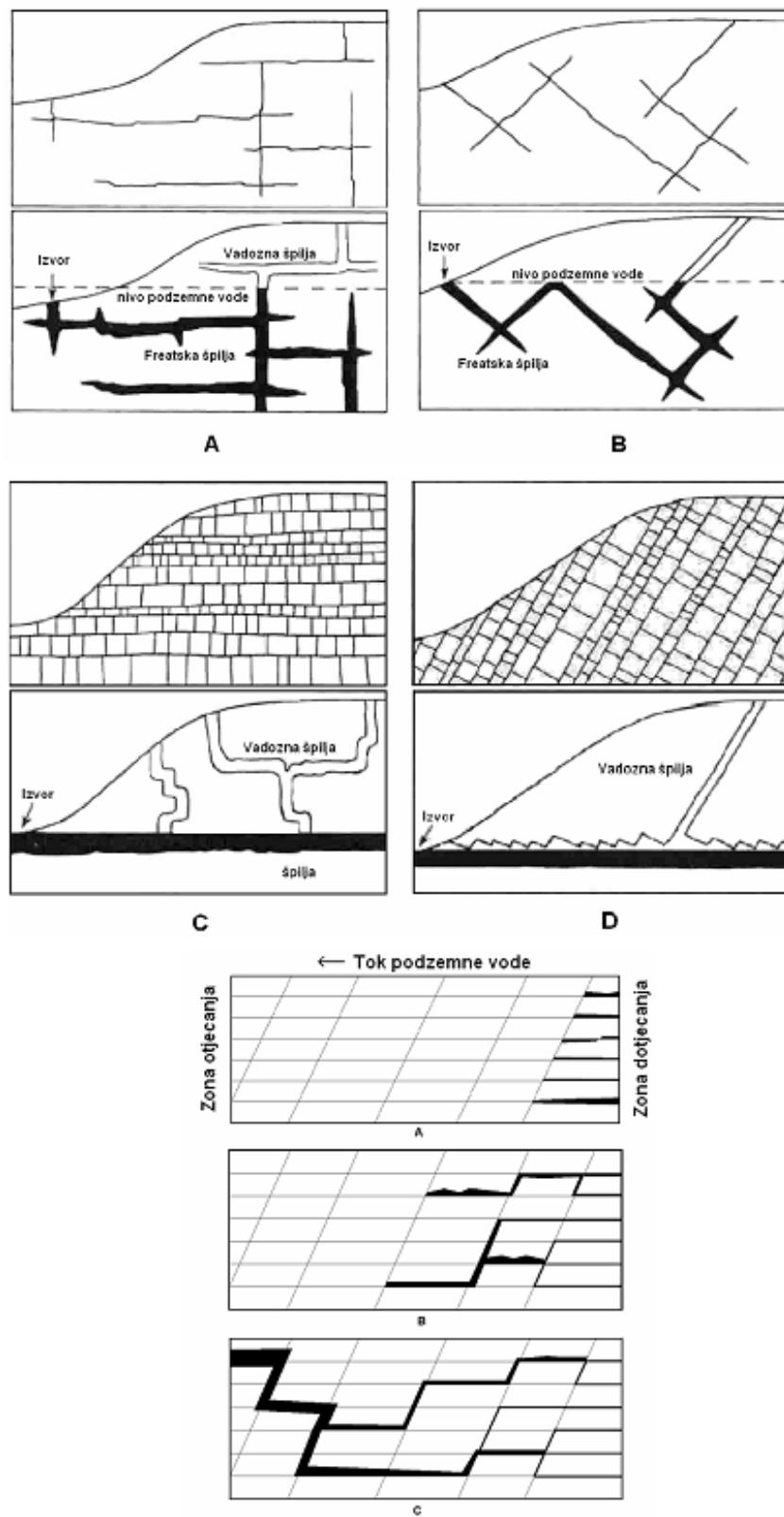
Da bi se procesom karstifikacije u vapnenačkoj stijeni formirale kaverne i špilje, neophodno je postojanje otvorenih spojeva, pukotina ili vrlo dobro povezanog pornog sustava, koji će omogućiti kontinuirano kemijsko djelovanje voda. U većim, dorno povezanim pukotinama, voda koja protječe nezasićena je kalcitima te se proces karstifikacije nastavlja, i u povoljnim uvjetima nastaju kaverne i špilje velikih dimenzija i prostorne rasprostranjenosti za što postoje brojni primjeri u Hrvatskoj duž planinskog dinaridskog krša.



Slika 3.5. Postavljanje zdenaca u karbonatnoj stijeni

Korištenje krških područja za vodoopskrbu, vrlo je delikatno, jer se često jedan izdašni i drugi slabo izdašni zdenac mogu nalaziti u neposrednoj blizini, ovisno o frekvenciji i lokaciji pukotina i drugih otvora. Vrlo su često u karbonatnim stijenama vertikalne pukotinske zone velike hidrauličke vodljivosti. Slika 3.5 pokazuje slučaj kada dobro postavljeni zdenac u karbonatnoj stijeni može imati dobru izdašnost.

Zone gdje su pukotine koncentrirane su zone brze izmjene podzemne vode i tu je disolucija kalcita jaka te je permeabilnost veća. Lociranje zdenaca u područjima spojeva pukotina i ostalih otvora u karbonatnim stijenama, jest pravilan put konstrukciji zdenca sa zadovoljavajućom izdašnošću.



Slika 3.6

## 4. Geostatistička analiza

Veliki broj veličina i varijabli, koje su važne u istraživačkim radovima (npr. nivo podzemne vode, hidraulička vodljivost, debljina krovine, debljina raznih geoloških slojeva, oborine, prihranjivanje), su funkcije prostora i vremena te imaju jaku varijabilnost. Prostorna varijabilnost je podatak izuzetno važan za inženjersko projektiranje i izvođenje objekata. Na primjer, prostorna raspodjela određenih geoloških formacija te oscilacija nivoa podzemne vode, utjecat će na inženjerske odluke projektiranja. Također, prostorna raspodjela hidrauličke vodljivosti i poroziteta (pogotovo efektivnog), utjecat će na odluke izvođenja i lociranja zdenaca te njihovu izdašnost za potrebe vodoopskrbe. Ti i mnogi drugi primjeri jasno pokazuju kako prostorni opis raznih veličina u podzemlju postaje imperativ u pravilnome inženjerskom projektiranju.

Ova sekcija je posvećena samo kratkom upoznavanju s vrlo značajnom granom istraživanja podzemlja i njegove heterogenosti. Kao takva, ova disciplina pripada u još jednu kariku lanca istražnih radova koju građevinarski inženjer može i treba koristiti pri unapređenju projektiranja i izvođenju građevinskih objekata.

Prostorna varijabilnost, kako hidroloških, tako i hidrogeoloških varijabli, nije potpuno slučajna, dakle, ne temelji se samo na običnom slučajnom procesu koji poprima različitu vrijednost u svakoj točci prostora. Ako mjerimo neku varijablu u dvije lokacije u prostoru, tada će mjerene vrijednosti biti slične za dvije lokacije bliže jedna drugoj. Drugim riječima, postoji neka prostorna korelacija, odnosno kontinuiranost magnitudo mjerene veličine, kao rezultat fizikalnih procesa koji su formirali tu varijablu.

Inženjerska i znanstvena disciplina, koja se bavi izučavanjem i opisom prostorne raspodjele raznih fizikalnih varijabli zove se geostatistika. Njeni začeci se prate od radova Matherona (1965, 1970), koji je nazvao te variable koje se prostorno mijenjaju u prostoru i vremenu, te imaju neku prostornu strukturu. Riječ struktura ovdje znači postojanje određene prostorne korelacije, koja je rezultat nastajanja te fizikalne veličine. Regionalne variable se mogu podijeliti na stacionarne i nestacionarne. Nestacionarnost u kontekstu geostatistike znači postojanje određenog trenda u prostoru, npr. magnituda variable sistematski opada u jednom smjeru (čest slučaj s nivoom podzemne vode).

Sakupljanje podataka u podzemlju je vrlo skupo i protkano raznim problemima točnosti instrumenata te teorije koja se koristi pri opisu podzemlja. Ta činjenica samo

povećava važnost discipline kao što je geostatistika, koja uz pomoć statističkih metoda može povećati naše razumijevanje podzemlja.

Osnova geostatistike je u analizi postojećih podataka, na način da ponudi najbolju moguću procjenu promatrane varijable u nekoj točci prostora. Najjednostavniji primjeri bili bi određivanje vrijednosti varijable u traženoj točci u prostoru i osrednjavanje. Određivanje u točki koristi raspoloživa mjerena u drugim točkama, te pronalazi statističku racionalnost za određivanje varijable u točci gdje nema mjerena. Primjer su mjerena zagađenja u podzemlju, debljine određenih geoloških slojeva, hidraulička vodljivost, itd. U procesima osrednjavanja, koriste se raspoloživa mjerena za određivanje osrednjene veličine u nekom prostoru. Klasičan primjer za procjene osrednjениh oborina na nekom prostoru na osnovi mjerena na nekoliko kišomjernih stanica.

Zbog izrazito velike varijabilnosti u prostoru, procjene korištenjem geostatističkih metoda nisu bez pogreške, odnosno imaju određeni stupanj nepouzdanosti. Statističke metode ne samo što onemogućavaju najbolju moguću procjenu, nego također daju i raspon moguće pogreške u toj procjeni. To se često prikazuje u obliku intervala povjerenja, koji okružuje najbolju procjenu. Intervali povjerenja, koji predstavljaju mjeru pouzdanosti date procjene, danas predstavljaju vrlo važan podatak u inženjerskom projektiranju i izvođenju objekata. Uostalom, svaki čimbenik sigurnosti korišten u inženjerskom projektiranju, dijelom je rezultat analize pouzdanosti te veličine intervala povjerenja.

Druga važna primjena statističkih metoda u podzemnim istraživanjima je analiza vrijednosti dodatnih informacija, koje bi se mogle prikupiti s novim mjeranjima, prije nego što su mjerena izvedena. Vrijednost novih mjerena, izravno je vezana s intervalom povjerenja i u limitu velikog broja podataka, interval povjerenja ide ka nuli. Dakle, pravilnom selekcijom lokacija i broja novih mjerena, interval povjerenja može se reproducirati na željeni nivo. Ovako opisana procedura predstavlja temelj za "cost benefit" analizu i često je primjenjivana u projektiranju monitoringa, kako u podzemlju, tako i na površini zemlje.

Osnovni zadatak procjene neke regionalne varijable se može formulirati na slijedeći način: kolika je najbolja procjena vrijednosti varijable u nekim odabranim točkama prostora, imajući set mjereni vrijednosti te iste varijable s drugim točkama (npr. mjereni nivo podzemne vode u nekoliko piezometara, provodljivost mjerene u nekoliko zdenaca, oborine mjerene u nekoliko kišomjernih stanica, itd).

Najjednostavnija statistička tehnika optimalnog određivanja varijable u točci zove se *kriging* koja nosi ime njemačkog matematičara Krige-a, koji je na istraživanju ruda u Južnoafričkoj Republici predložio metodu za procjenjivanje vrijednosti varijable u točci. Kriging metoda se nakon toga razvila u više primjena i danas se redovito i uspješno koristi u inženjerskoj praksi.

Kriging je metoda optimalne projekcije neke varijable koja je raspodijeljena u prostoru i mjerena na nekom konačnom broju lokaciju. U hidrogeologiji i hidrologiji kriging ima širok spektar primjene. Koristi se:

- a) u interpolaciji debljine ili položaja podzemnih geoloških formacija na temelju bušotinskih zapisa,
  - b) u procjeni hidrogeoloških parametara kao što su hidraulička provodljivost, transmisivnost, piezometarska visina ili koncentracija zagađenja na temelju mjerena u piezometrima,
  - c) u izračunavanju prostorne raspodjele kiše, temperature, sunčanosti, kakvoće zraka itd. na temelju mjerena meteoroloških stanica.
  - d) u kartografskim prikazima koncentracije raznih zagađivača u jezerima ili morima.
- Uzmimo za primjer da imamo mjerena varijable  $Z$  u točkama prostora  $\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \dots, \mathbf{x}_6$ , koje mogu istovremeno označavati točke u jednoj, dvije ili tri dimenzije. Problem procjenjivanja neke varijable sastoji se u određivanju vrijednosti  $Z$  u nekoj točci prostora  $\mathbf{x}_0$  u kojoj nema mjerena. Uzastopnim pomicanjem položaja točke  $\mathbf{x}_0$  moguće je doći do procjene cijelog polja varijable  $Z$ , odnosno njezine cjelovite prostorne distribucije. Prvo se definira slučajno stacionarno polje drugog reda, koje po definiciji ima konstantnu srednju vrijednost:

$$E[Z(x)] = m,$$

zatim se odredi funkcija kovarijance

$$E\{[Z(\mathbf{x}_1) - m][Z(\mathbf{x}_2) - m]\} = C(\mathbf{x}_1 - \mathbf{x}_2) = C(h).$$

Proces definiramo s nultom srednjom vrijednosti tako da vrijedi:

$$\begin{aligned} E[Z(\mathbf{x}_1) - Z(\mathbf{x}_2)] &= 0 \\ E\{[Z(\mathbf{x}_1) - Z(\mathbf{x}_2)]^2\} &= 2\gamma(h) \quad (\text{variogram}) \end{aligned}$$

Potrebno je odrediti procjenu (estimaciju):

$$Z_0 = \sum_i \lambda_0^i Z_i \approx \frac{1}{N} \sum Z_i$$

Konačan rezultat je sustav od  $n$  jednadžbi s  $n$  nepoznanica, koji se može pisati kao:

$$\sum_j \lambda_j c(x_i - x_j) = c(x_i - x_0) \quad i = 1, \dots, n$$

Geofizička istraživanja koja su predstavljena u prijašnjim sekcijama, također se koriste pri prostornoj procjeni raznih varijabli. Jedan primjer bi bio opis prostorne geološke strukture na bazi mjerenja nekih geofizičkih parametara (npr. električni otpor, gama-gama). Iz tako dobivenih trodimenzionalnih mapa hidrauličke vodljivosti ili poroznosti kao osnovne baze za analizu i modeliranje toka podzemne vode i pronosa zagađenja. Slike 22 i 23 prikazuju izgled završnog proizvoda jedne takve geostatističke analize koja objedinjuje geofiziku i geologiju u cilju iznalaženja opisa prostorne geološke strukture te drugih hidrauličkih i geotehničkih parametara. Prikazane trodimenzionalne mape na slikama 22 i 23 korištene su za rješavanje problema toka podzemne vode te modeliranje pronosa zagađenja u opisanom mediju.

Kako ova predavanja ne predviđaju detaljniji tretman geostatistike, za one čitaoce koji bi htjeli više informacija, preporučuje se slijedeća literatura iz bibliografije (Journel and Huigbregts, 1978; de Marsily, 1986; Kitanidis, 1997).