

Geofizika je znanost koja pomoću matematike i fizike proučava sastav i svojstva Zemljine unutrašnjosti, magnetizam Zemlje, vulkansku i geotermalnu aktivnost te atmosferu i oceane.

Glavne grane geofizike su seismologija i fizika čvrste Zemlje, meteorologija, oceanografija, geomagnetizam i aeronomija.

Glavni kemijski sastojci i struktura Zemlje:

Kora: *O, Al, Si, Fe, Mg, Ca, Na, K*

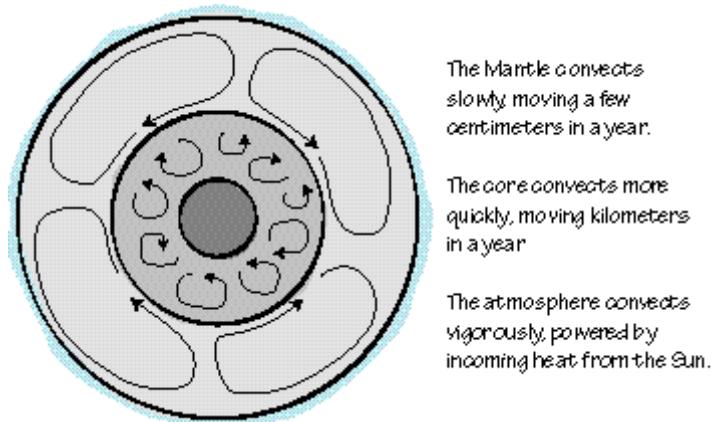
Plašt: *Mg, Fe, Si*

Jezgra: *Fe, Ni*

Zemljina termalna struktura:

Zemlja je topla zbog tri uzroka: toplina od formiranja, toplina od hlađenja unutarnje jezgre i radioaktivna toplina (radioaktivni raspad urana, torija i rubidija).

(*Termalna konvekcija je prijenos topline gibanjem zagrijanih dijelova materije.*)



Slika 1

(Prema:

http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/notes/earth_origin_lecture.html)

Konvekcija u plaštu je spora, nekoliko cm na godinu.

Konvekcija u jezgri je puno brža, nekoliko km na godinu.

Atmosferska konvekcija je silovita i kontrolirana toplinom od Sunca

Slika 1 prikazuje glavne sustave konvekcije u unutrašnjosti Zemlje. Vidimo da su gibanja duboko u Zemlji sporija nego na površini.

Toplina u Zemlji se u skladu s drugim zakonom termodinamike prenosi prema hladnijem mjestu, dakle prema površini Zemlje. Da je Zemlja manja, toplina bi se prenosila samo vođenjem, ali zbog njezine veličine dolazi i do konvekcije.

Kondukcija (vođenje) topline odvija se putem sudara molekula, dok se kod konvekcije giba materijal.

O potresima i uzrocima potresa

Rekli smo već nešto o strukturi Zemlje. Ali postoji i finija struktura. Npr. Zemljina vanjska ljsuska, *litosfera*, koja obuhvaća koru i dio plašta do dubine od oko 150-200 km, razlomljena je na dijelove nepravilna oblika, tzv. *litosferske ploče*. Postoji 6 velikih ploča i određen broj malih ploča. Ispod litosfere nalazi se manje kruta, gotovo plastična *astenosfera*. Zbog svojih elastičkih svojstava astenosfera dozvoljava gibanje litosferskih ploča, koje se na svom putu po površini Zemlje gibaju ne brže od rasta ljudskih noktiju (nekoliko cm na godinu). Smatra se da je uzrok gibanju litosferskih ploča u cirkulaciji unutar konvekcijskih celija (vidi gornje slike).

Na mjestima dodira dviju ploča koje se relativno gibaju jedna prema drugoj dolazi do *potresa*.

Do potresa može doći i u pojedinoj ploči (a ne samo pri njihovom dodiru). Kompresija ili rastezanje u ploči može uzrokovati pukotine u kori. Ta se područja, gdje se nakupljaju i oslobađaju tektonske napetosti u kori, zovu rasjedi.

Potres je iznenadno gibanje tla koje oslobađa elastičku energiju nakupljenu u stijenama i pri tome generira seizmičke valove. Ti se elastički valovi rasprostiru na sve strane iz izvora i tresu tlo. Potresi nisu ekskluzivni uzroci seizmičkih valova – eksplozije, vjetar, oluje, ili ljudska aktivnost također tresu tlo. Potrese prema uzroku nastanka dijelimo na *tektonske, vulkanske i urušne*. Za potresa, početni pomak koji uzrokuje seizmičke vibracije događa se na rasjedima, tj. kad se dvije strane (krila) rasjeda iznenada počnu gibati jedna prema drugoj. Rasjedi mogu biti mikroskopski ili dugi do čak nekoliko stotina kilometara. Širina rasjeda je bitno manja, reda veličine nekoliko milimetara do nekoliko metara.

Seizmički valovi i Zemljina unutrašnjost

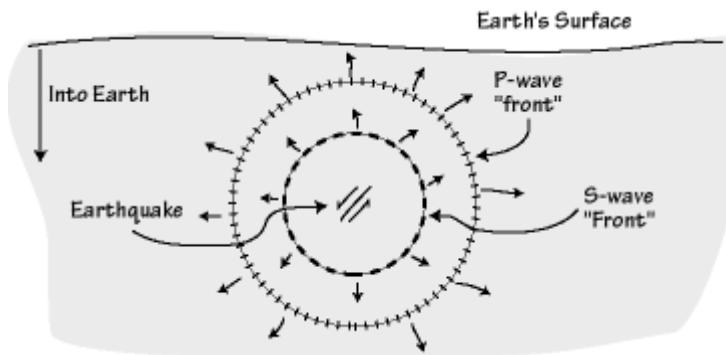
Seizmički valovi su elastički poremećaji koji se rasprostiru iz izvora kao rezultat relativno kratkotrajnog procesa izjednačavanja neravnoteže napetosti u stijenama (slika 2). Seizmički valovi nose energiju oslobođenu u žarištu potresa (hipocentru) prema van (iz žarišta potresa). To rasprostiranje valova slično je bacanju kamena u vodu i pa se valovi potresa isprva koncentrično šire oko mjesta nastanka. Naravno, potres je puno komplikiraniji proces od bacanja kamena, pa će na svome putu valovi naići na brojne prepreke. Postoje različite vrste seizmičkih valova, a osnovni tipovi su:

- * longitudinalni (P)
- * transverzalni (S)
- * Love-ovi
- * Rayleigh-ovi.

Prva dva tipa su *prostorni valovi* potresa, a druga dva *površinski valovi*.

Prostornim se nazivaju stoga jer se rasprostiru kroz unutrašnjost Zemlje, a površinski se rasprostiru uglavnom duž Zemljine površine, jer im amplitude opadaju s dubinom (slika 3).

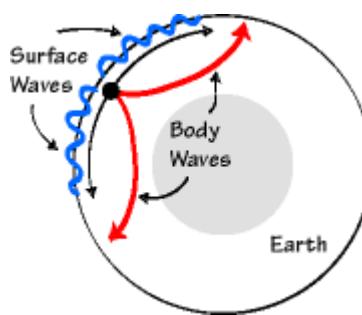
Iz žarišta potresa rasprostiru se u svim smjerovima samo P i S valovi. Tek njihovom interferencijom i međudjelovanjem sa Zemljinom površinom i plitkim strukturama nastaju površinski valovi.



Slika 2

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Blizu žarišta potresa trešnja je najjača i dominiraju transverzalni (smičajni) valovi kratkog perioda. Ti valovi načine najviše štete zgradama i drugim objektima. Na većim udaljenostima od žarišta, amplitude seizmičkih valova se smanjuju kako zbog trenja (neelastičnosti stijena), tako i zbog činjenice da se energija oslobođena za potresa rasprostire kroz sve veći volumen u Zemlji (geometrijsko širenje valne fronte). Također s povećanjem epicentralne udaljenosti valovi se separiraju u vremenu jer P, S i površinski valovi putuju različitim brzinama.

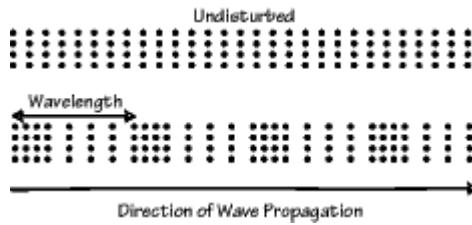


Slika 3

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Brzina seizmičkih valova u Zemlji ovisi o sastavu stijena, temperaturi i tlaku. Brzina rasprostiranja *longitudinalnih* ili *P valova* je između 1 i 14 km/s. U principu veće brzine su u dubljim dijelovima Zemlje. P valovi su zvučni valovi, međutim u seismologiji radimo s frekvencijama nižima od onih koje čuje ljudsko uho. Vibracija

uzrokovana P valovima je volumna promjena, sredstvom putuje niz zgušćenja i razrijedenja, pa čestice titraju u smjeru rasprostiranja vala (slika 4).

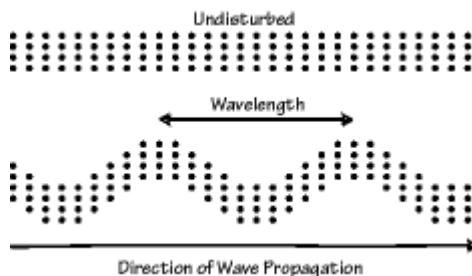


Slika 4

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

P valovi se rasprostiru kroz sredstva u svim agregatnim stanjima.

Transverzalni (S) valovi putuju sporije od P valova i također se zovu i smicajni valovi jer ne mijenjaju volumen sredstva kojim prolaze, već dolazi do smicanja, pa čestice osciliraju okomito na smjer rasprostiranja vala..



Slika 5

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Tipična brzina S valova u Zemlji je reda veličine 0.5 do 8 km/s. Važno svojstvo S valova je njihova nemogućnost rasprostiranja kroz fluid, jer fluid ne podržava tangencijalnu napetost, a kod prolaza S valova upravo dolazi do tangencijalnog smicanja čestica sredstva (okomito na smjer rasprostiranja vala, slika 5).

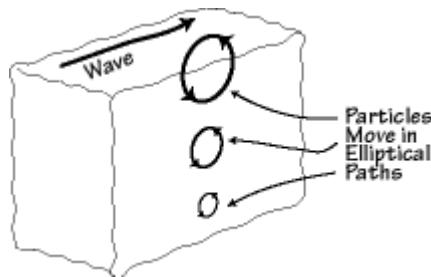
Loveovi valovi su transverzalni valovi za čijeg prolaza čestice sredstva titraju u horizontalnoj plohi ali okomito na smjer rasprostiranja vala (slika 6). Nastaju međudjelovanjem horizontalno polariziranih S-valova (SH-valovi) sa Zemljinom površinom a zbog njezine slojevite strukture. Radi se o disperzivnim valovima što znači da im brzina ovisi o periodu. Potresi generiraju Loveove valove s periodima u rasponu od dijelova sekunde do 1000 s. Tipični raspon brzina je 2-6 km/s (ovisno o periodu i građi stijena na njihovom putu). Budući da se radi o površinskim valovima, amplitude im trnu s dubinom.



Slika 6

http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html

Rayleighevi valovi su najsporiji od svih tipova seizmičkih valova i na neki način najkomplikiraniji. Budući da su i oni površinski valovi i za njih vrijedi da su disperzivni i da im amplituda opada dubinom. Tipične brzine su u rasponu od 1 do 5 km/s.



Slika 7

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Za vrijeme prolaza Rayleighevih valova čestice površine sredstva gibaju se eliptički u smjeru suprotnom od raspširivanja vala, tj. retrogradno (slika 7).

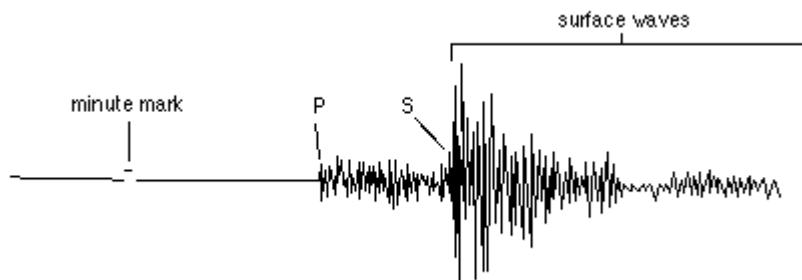
Seizmički signali sastoje se od više frekvencija (kao i svjetlost i zvučni valovi) i bilježimo ih posebno ugođenim instrumentima, *seizmografima*.

Evo analogije između seizmičkih signala i svjetlosti i zvuka:

<u>Seizmički signal</u>	<u>Svetlost</u>	<u>Zvuk</u>
kratko- periodički	plava	sopran
dugo- periodički	crvena	bas

Seizmogrami su naprsto produkt rada seismografa, te grafički prikazuju trešnju tla u odnosu na vrijeme.

Razlika u brzinama seizmičkih valova ima utjecaja na izgled seizmograma (slika 8). Kako je vrijeme putovanja vala jednako omjeru prijeđenog puta i prosječne brzine vala, do seismografa će najprije stići P-valovi (najbrži), zatim S-valovi i konačno Loveovi i Rayleighevi (najsporiji).



Slika 8

Ako nema S valova na seismogramu to vjerojatno znači da se potres dogodio na drugoj strani našeg planeta. Kao što znamo, S valovi se ne rasprostiru kroz fluide, i tako nisu mogli stići do našeg seismografa jer su na svojem putu morali proći kroz tekuću vanjsku jezgru.

Cinjenica da brzina seizmičkih valova ovisi o svojstvima sredstva (gustoća i elastički moduli) omogućava nam upotrebu seizmičkih valova za istraživanje Zemljine unutrašnjosti. Relacije za brzine longitudinalnih i transverzalnih valova glase:

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

gdje su: λ i μ konstante elastičnosti sredstva, ρ gustoća sredstva.

Da bismo razumjeli kako se može “vidjeti” Zemljina unutrašnjost pomoću seizmičkih valova moramo znati kakve sve vrste *međudjelovanja* valova i stijena u unutrašnjosti Zemlje postoje.

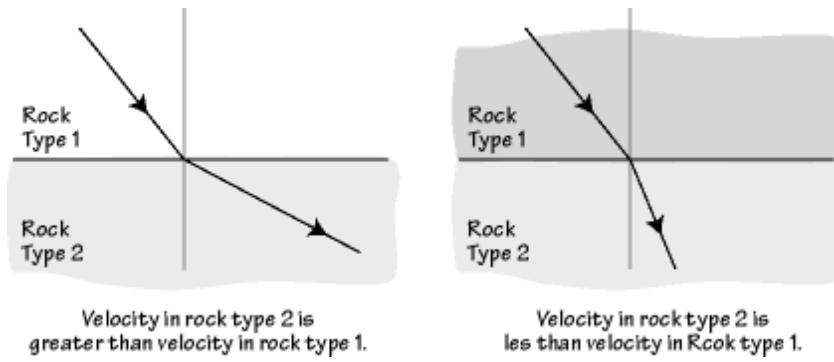
Najčešći tipovi međudjelovanja su:

- refrakcija
- refleksija
- disperzija

- difrakcija
- atenuacija.

Dvije najjednostavnije vrste su refrakcija (lom) i refleksija (odbijanje).

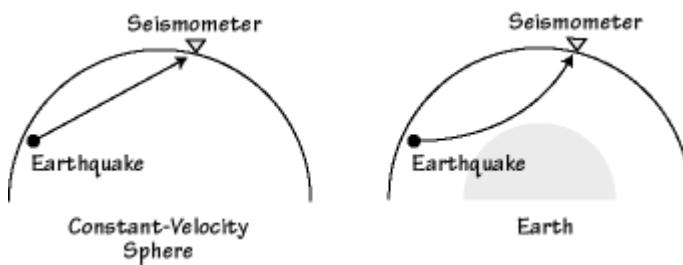
Refrakcija



Slika 9

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Refrakcija (slika 9) ima značajan utjecaj na valove u Zemlji. Općenito, brzina seizmičkih valova s dubinom raste (uz neke izuzetke) i refrakcija valova uzrokuje zakrivljenost njihovih putanja prema gore (slika 10):

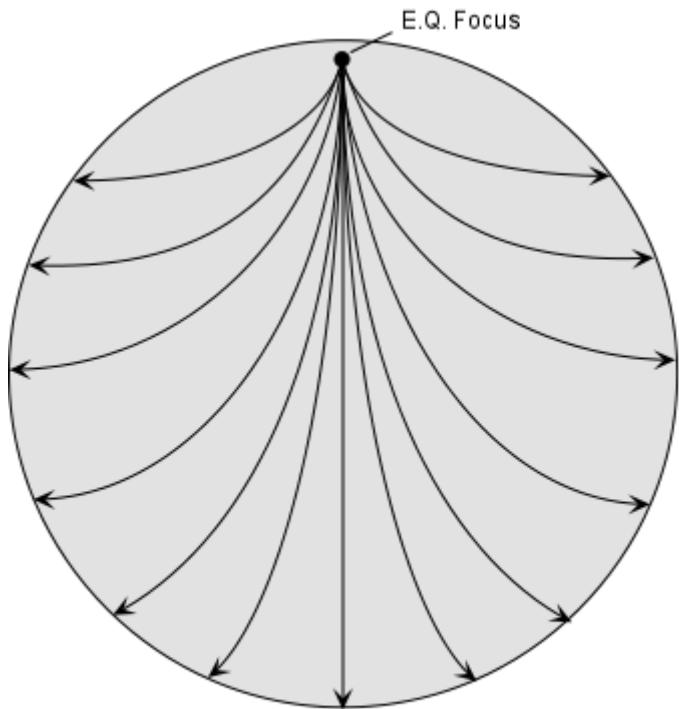


Slika 10

http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html

Kada bi brzina seizmičkih valova u Zemlji bila konstantna (lijeva strana slike) putanje seizmičkih valova bile bi pravocrtne. Međutim, porast brzine seizmičkih valova s dubinom uzrokuje zakriviljenost zraka seizmičkih valova prema gore.

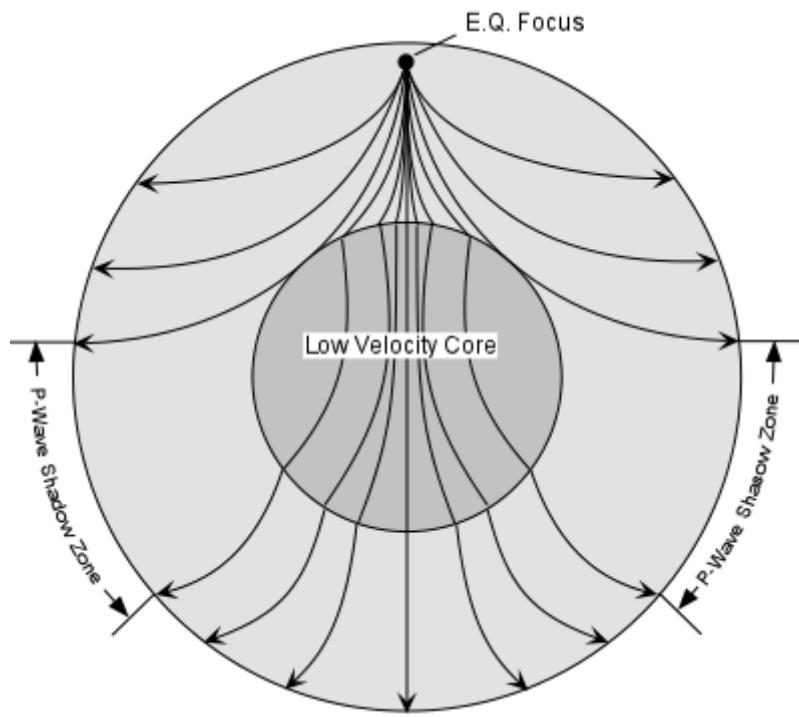
Da brzina seizmičkih valova postepeno samo raste s dubinom u Zemlji, valovi bi se kontinuirano lomili i svijali duž zakriviljenih putanja dok ne dođu do Zemljine površine (slika 11a).



Slika 11a (Prema: tulane.edu)

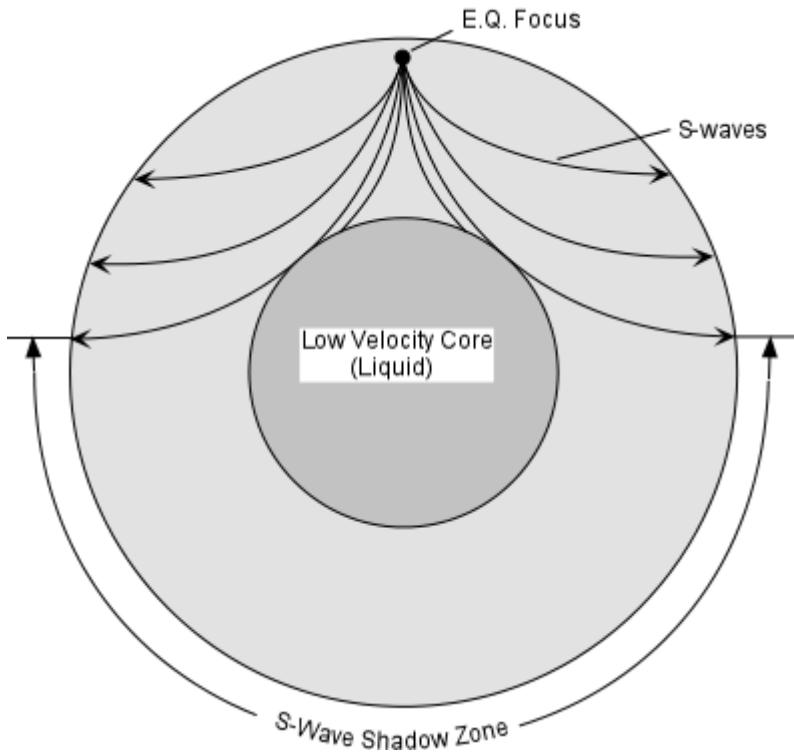
Jedno od najranijih otkrića u seismologiji bilo je otkriće diskontinuiteta na dubini od oko 2900 km gdje dolazi do naglog pada brzine P valova. Taj diskontinuitet (Gutenbergov diskontinuitet) predstavlja granicu između plića i vanjske jezgre.

Do otkrića je došlo jer je uočeno da do određenih područja na Zemlji ne dolaze direktni P valovi, jer se, kako je naknadno utvrđeno, P valovi refraktiraju prema unutra (dolje) zbog naglog pada brzine P valova na tom diskontinuitetu. To područje na Zemlji naziva se *zona sjene za P valove* (slika 12b) i nalazi se na epicentralnim udaljenostima između 104° i 140° .



Slika 11b (Prema: tulane.edu)

Slijedilo je otkriće *zone sjene za S valove* (slika 11c).

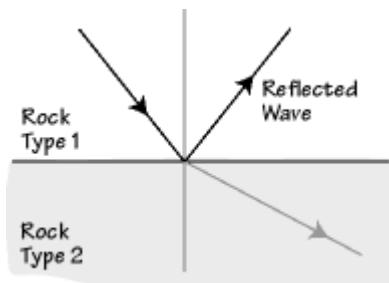


Slika 11c (Prema: tulane.edu)

Zona sjene za S valove (područje na Zemlji na suprotnoj strani od žarišta potresa) postoji zato što S-valovi ne prolaze kroz tekuću vanjsku jezgru Zemlje. Naime, sve tekućine imaju modul nestlačivosti $\mu = 0$. Kako je brzina S-valova proporcionalna s $\mu^{1/2}$ to znači da se oni kroz takvo sredstvo ne mogu rasprostirati. Na taj je način i zaključeno da vanjska jezgra mora biti u tekućem agregatnom stanju.

Refleksija

Ovakav tip međudjelovanja javlja se pri promjeni vrste stijena kroz koje prolaze valovi potresa (slika 13). (Refleksija seizmičkih valova se u primjenjenoj geofizici koristi za istraživanje nafte i unutrašnjosti Zemlje).



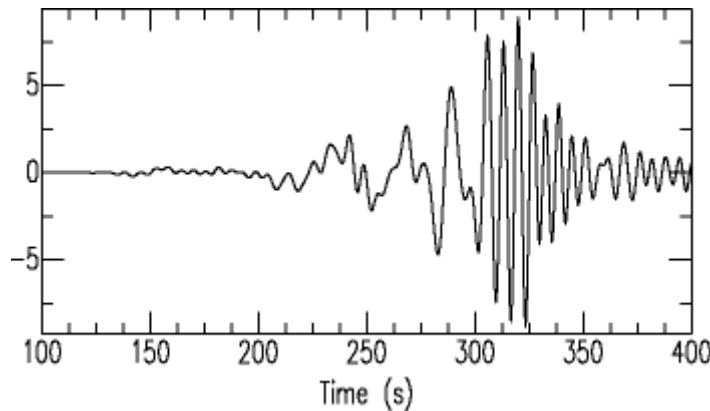
Slika 12

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

Dio energije koju nosi upadni val transmitira se (prolazi) kroz graničnu plohu u donje sredstvo (to je refrakcija) a dio se reflektira u sredstvo koje sadrži upadni val. Amplituda reflektiranoga vala ovisi o upadnom kutu (kut koji upadni val zatvara s okomicom na graničnu plohu) i razlici u fizikalnim svojstvima sredstava na njihovoj granici. Za neke upadne kuteve čitava energija vraća se u sredstvo koje sadrži upadni val.

Disperzija

Prije smo spomenuli da su površinski valovi disperzivni – što znači da valovi različitih perioda putuju različitim brzinama.



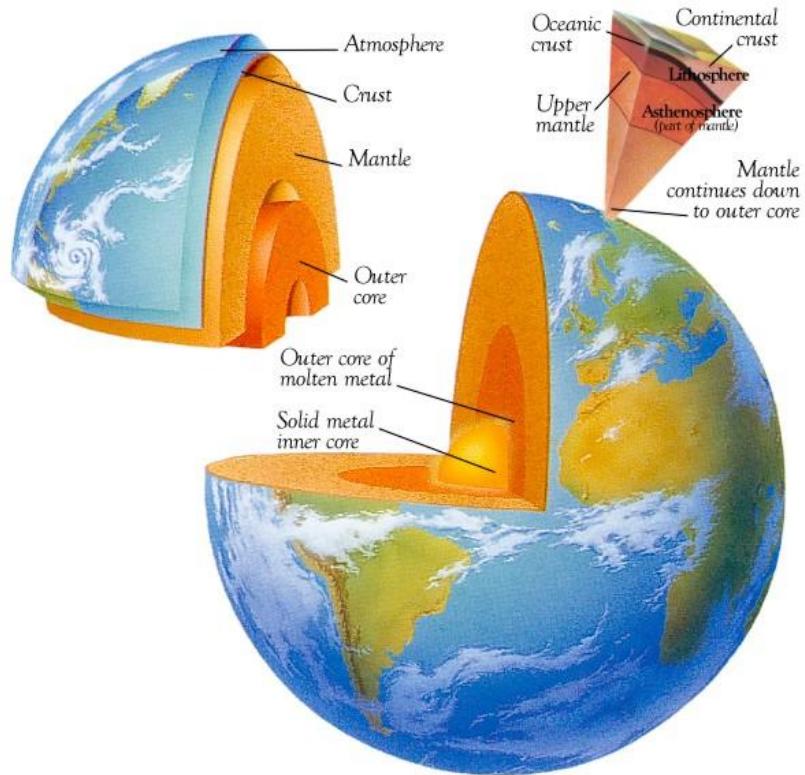
Slika 13

(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html)

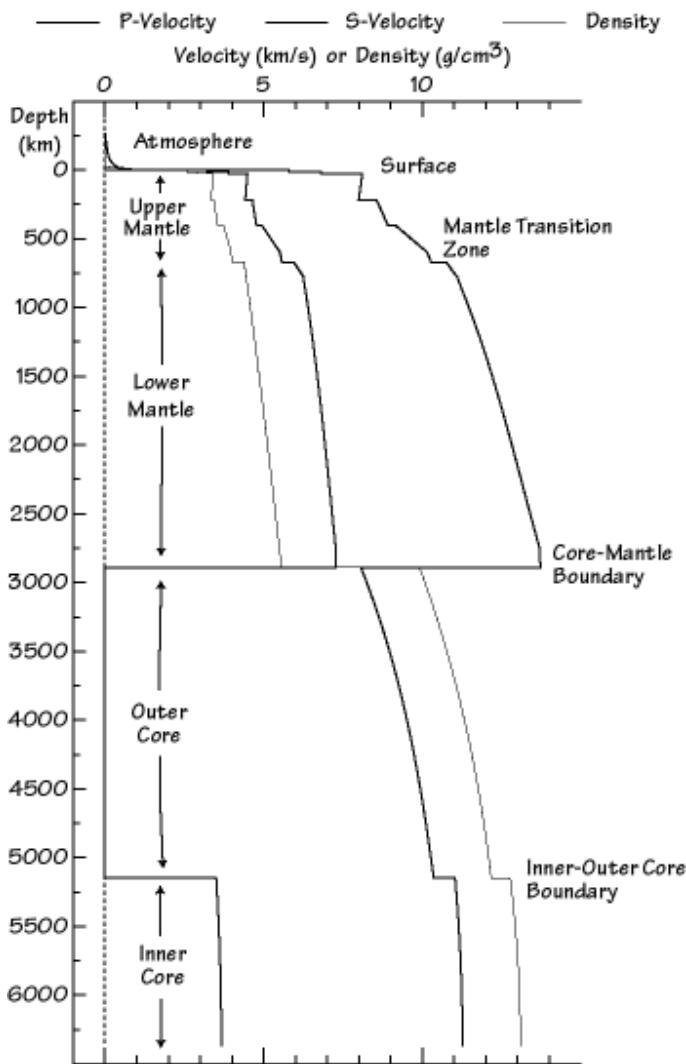
Duži periodi stižu prije (slika 13) jer se radi o valovima velikih valnih duljina koji zadiru duboko u Zemlju, gdje je njihova brzina rasprostiranja općenito veća.

Unutarnja struktura Zemlje

Proučavanjem svojstava rasprostiranja (vremena putovanja, amplitude refleksija, karakteristike disperzije, itd.) seizmičkih valova znastvenici su otkrili detaljnu strukturu Zemljine unutrašnjosti. Veći dio Zemljine unutrašnjosti je relativno jednostavan i može se predočiti sferom (unutarnja jezgra) okruženom luskama (slika 14).



Slika 14
(<http://mediatheek.thinkquest.nl/~ll125/en/fullstruct.htm>)



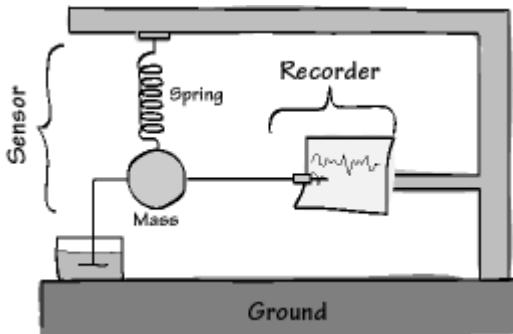
Slika 15
 (Slika je preuzeta s internetske stranice eqseis.geosc.psu.edu)

Dijagram prikazuje brzine P i S valova i gustoću kao funkcije dubine dobivene iz seizmoloških opažanja. Radi se o jednom modelu razvijenom osamdesetih godina koji se naziva PREM (Preliminary Earth Reference Model) (slika 15).

Možemo uočiti nekoliko važnih karakteristika Zemljine strukture.

Prvo, u velikim područjima kao što su donji plašt, vanjska i unutarnja jezgra brzina lagano raste s dubinom. Gornji plašt je drugačiji, u njemu se nalazi nekoliko dobro izraženih naglih promjena brzina. Područje u plaštu na dubini između 400 i 1000 km naziva se *prijelazna zona* i snažno utječe na prostorne valove potresa. Dva najveća kontrasta u svojstvima Zemljine unutrašnjosti nalaze se na dnu kore (*Mohorovičićev diskontinuitet*) i na granici jezgra-plašt (*Gutenbergov diskontinuitet*).

Instrumenti za bilježenje potresa nazivaju se seismografi. Općenito se sastoje od dva dijela, *seismometra* i *uredaja za bilježenje*. Na slici je jednostavan mehanički sustav koji ilustrira osnovne principe seismografa (slika 16).

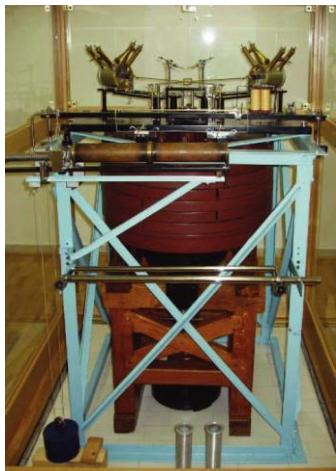


Slika 16

(<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/seismometers.html>)

Senzor radi na principu Newtonovog zakona inercije – potres zatrese tlo i okvir instrumenta na kojem je registracijski papir, dok zbog ustrajnosti masa njihala nastoji zadržati svoj mirni položaj. Relativni pomak mase i okvira bilježi pisaljka – to je seismogram.

Lijepi primjeri mehaničkih seismografa nalaze se u Memorijalnim prostorijama

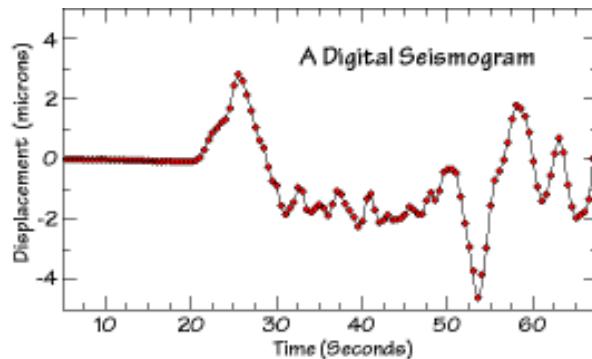


(<http://www.gfz.hr/sobe/seismografi.htm>)

Andrije Mohorovičića (Geofizički odsjek PMF-a).

Seismografi su raspršeni po cijelom svijetu, ali obično su koncentrirani u područjima s velikom seizmičkom aktivnošću. Nekada su seismografi bili mehanički sa zapisom na papir, dok se danas pretežito koriste digitalni. Za interpretaciju takvih signala koriste se računala. Interval uzorkovanja seizmičkih signala ovisi o namjeni i o tipu instrumenta. Upotrebljava se isti princip kao kod snimanja zvuka na CD. Gibanje tla

je kontinuirano ali mi možemo odabrat samo određene diskretne položaje i na temelju njih rekonstruirati gibanje unutar određenih granica.

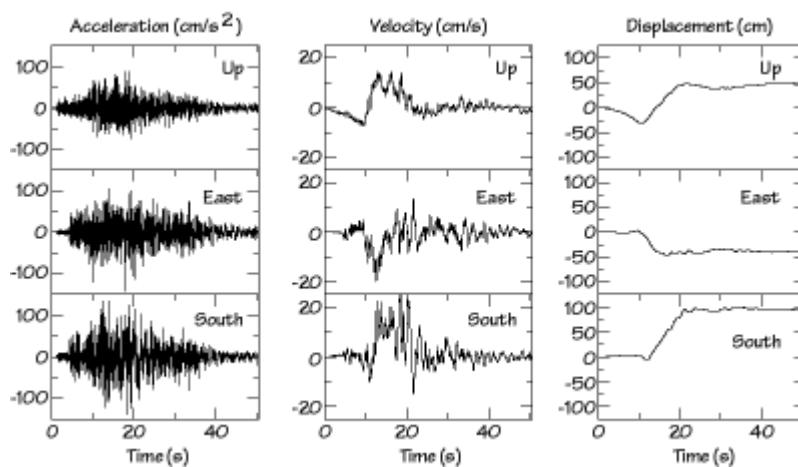


Slika 17

(<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/seismometers.html>)

Digitalni seizmogram (slika 17) je zapis gibanja tla spremljen kao niz brojeva koji pokazuju vrijeme i gibanje tla u određenom vremenskom intervalu. Kako živimo u trodimenzionalnom prostoru i zapisi gibanja tla moraju biti u tri smjera. Obično su to smjerovi: gore-dolje, sjever-jug i istok-zapad.

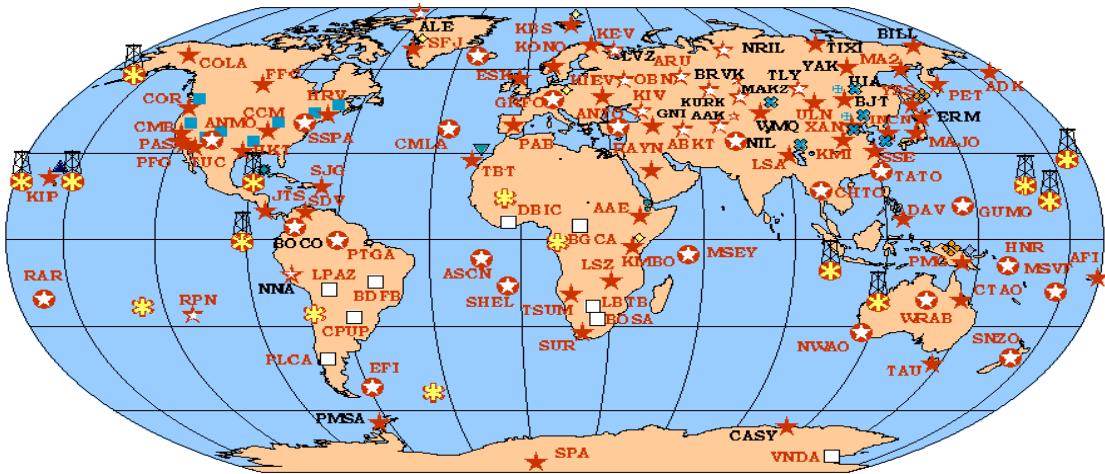
Druga važna klasa instrumenata su *akcelerografi*. Služe za bilježenje vibracija velikih amplituda, odnosno velikih akceleracija u epicentralnom području. Te akceleracije su posebno značajne za gradevine jer ukazuju na silu kojom će na njih djelovati potresna trešnja. Na slici 18 je prikazan akcelerogram potresa koji se dogodio na obali Meksika 1985.



Slika 18

(<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/seismometers.html>)

Vidimo da je akceleracija gibanja tla (lijevi dio slike) varirala od -0.1g do $+0.1\text{g}$ nekoliko puta u sekundi i to je trajalo oko 15 sekundi. To nije bila nježna trešnja!



Slika 19

(<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/seismometers.html>)

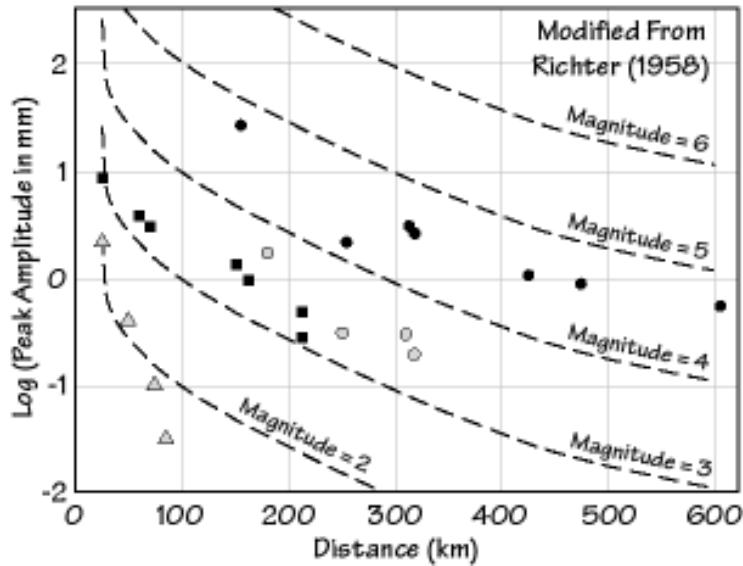
Slika 19 prikazuje mesta na Zemlji na kojima su smješteni seizmografi koji su dio jedne od svjetskih seizmoloških mreža.

Pomoću seizmograma možemo odrediti kada se potres dogodio, položaj epicentra (dubinu, geografsku širinu i duljinu), jakost potresa i parametre rasjedanja (pružanje, nagib i pomak na rasjedu).

Veličina potresa

“Mali potresi uzrokuju male valove, a veliki potresi velike valove” na određenoj udaljenosti. Ta fraza objašnjava pojam magnitude potresa. Magnituda je često navođena mjera veličine potresa. Predstavlja mjeru energije oslobođene u žarištu potresa.

Američki seismolog C. Richter je 1935. g. konstruirao je tablicu maksimalnih amplituda gibanja tla u odnosu na epicentralne udaljenosti i iskoristio je za kreiranje prve relacije za određivanje magnitudo potresa.



Slika 20
[\(\[http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_size.html\]\(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_size.html\)\)](http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_size.html)

Radi se o logaritamskoj vezi između veličine potresa i opaženog gibanja tla. Magnitudu potresa, Richter je izveo po analogiji sa sjajem zvijezda. Sa slike 21 se vidi da je potres magnitude 3.0 definirao kao onaj koji generira maksimalno amplitudu na standardnom (Wood-Andersonovom) seizmografu iznosa 1 mm na udaljenosti od 100 km.

Zbog toga što je veza logaritamska, za svaku jedinicu porasta magnitude, pomak tla raste za faktor 10, a oslobođena energija približno za faktor 30.

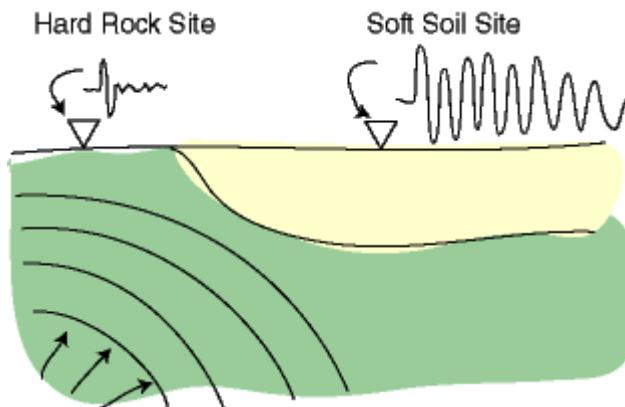
Magnituda (M) potresa je mjera za energiju oslobođenu u žarištu potresa. Danas postoje relacije koje direktno povezuju magnitudu i energiju potresa, npr.

$$\log E = 11.8 + 1.5M ,$$

gdje E predstavlja energiju oslobođenu u žarištu potresa isključivo u obliku seizmičkih valova (što je samo mali dio ukupne oslobođene energije za potresa).

Danas se magnituda potresa računa na svakoj seizmološkoj postaji širom svijeta, ali to svakako nije idealna veličina za kvantificiranje potresa. Zašto? Zato, jer se jednim brojem ne može u potpunosti opisati tako komplikiran proces kao što je potres.

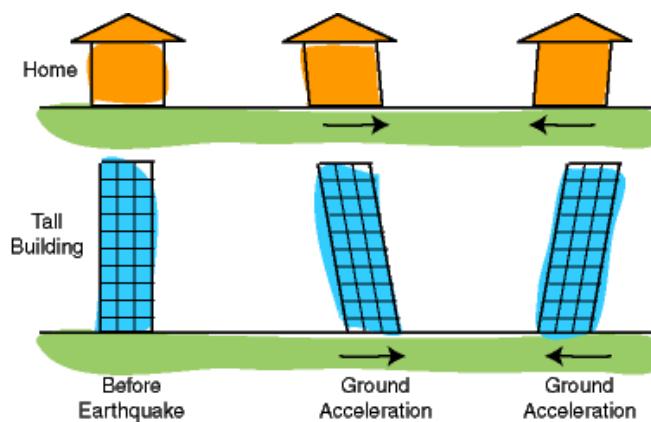
Drugi način opisivanja veličine potresa je pomoću *intenziteta* potresa (makroseizmička istraživanja), koji opisuje efekte potresa na ljude, okoliš i građevine. Efekti potresa na površini Zemlje, *za danu magnitudu*, uvelike ovise o lokalnim uvjetima tla, kvaliteti građevina i dubini žarišta, te udaljenosti od epicentra potresa.



(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_effects.html)

Slika 21 prikazuje utjecaj lokalnih uvjeta tla na npr. amplitudu gibanja tla, te posredno na intenzitet potresa

Kada se tlo zatrese građevine reagiraju na akceleracije tla koje se prenose preko njihovih temelja. Inercija građevine (jer ona teži ostati u stanju mirovanja) može uzrokovati smicanje objekta koje dovodi do koncentriranja napetosti u slabim zidovima ili spojevima u strukturama, te tako dolazi do oštećenja ili čak rušenja objekata. Tipovi trešnje i njihove frekvencije ovise o objektu. Visoke zgrade amplificiraju (pojačavaju) gibanje dužih perioda u usporedbi s malim građevinama



Slika 22
(http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/earthquake_effects.html)

(vidi sliku 22). Svaki objekt ima rezonantnu frekvenciju koja je za njega karakteristična i ako se ona poklopi s frekvencijom osciliranja tla za vrijeme potresa dolazi do rezonancije koja može uzrokovati oštećenje ili rušenje objekta.

Da bi se mogla odrediti prostorna razdioba intenziteta trešnje tla od potresa na temelju makroseizmičkih podataka postoji nekoliko empiričkih skala. U njima su učinci i

efekti koji odgovaraju jednakim akceleracijama tla svrstani u stupnjeve intenziteta trešnje tla. Skup srodnih učinaka predstavlja jedan stupanj makroseizmičkog intenziteta. Danas je javnosti najpoznatija MCS ljestvica koju je definirao 1897., Cancani ju je 1904. proširio na 12 stupnjeva, a 1913. ju je dopunio Sieberg. Za opću upotrebu je prihvaćena 1917.

Postoji nekoliko *ljestvica makroseizmičkih intenziteta*. Prva ljestvica konstruirana je tek u zadnjoj četvrtini 19. stoljeća. Bila je to Rossi-Forel-ova ljestvica od 10 stupnjeva iz 1883. g. Danas se u Europi upotrebljava Europska makroseizmička ljestvica (EMS) koja također ima 12 stupnjeva.

Poznavajući razdiobu intenziteta trešnje tla prema MCS ljestvici može se odrediti epicentar potresa. Intenziteti trešnje tla na pojedinim mjestima unesu se na zemljopisnu kartu, a mjesta jednakog intenziteta spoje se linijama koje se zovu izoseiste. One pokazuju prostornu raspodjelu intenziteta trešnje tla, a budući da intenzitet opada s udaljenošću od epicentra, epicentar potresa nalazit će se u području kojeg omeđuje izoseista najvećeg intenziteta trešnje tla. Takav prikaz podataka o intenzitetima naziva se karta izoseista.

Makroseizmički podaci se prikupljaju pomoću posebno napravljenih obrazaca (upitnika) koji bi trebali biti isti posvuda po svijetu (za određenu ljestvicu) da bi se potresi mogli međusobno uspoređivati po intenzitetu te iz tih podataka izvoditi valjani zaključci.

UPITNICA O POTRESU

(<http://www.gfz.hr/seismologija/upitnik.php>)

Ukoliko ste osjetili potres, molimo Vas da ispunite ovu upitnicu. Time cete nam pružiti vrijedne informacije o tome kakvi su bili ucinci potresa u Vašem mjestu. Te cemo podatke koristiti iskljucivo za znanstveno istraživanje efekata potresa. Hvala!

Potres se osjetio dana . mjeseca, godine u
 12 sati i 0 minuta

Za vrijeme potresa bio sam u mjestu općina

Gdje ste se nalazili u vrijeme potresa?
Ako je moguce, potanko opišite vašu lokaciju, npr.: 'U Zvonimirovoj ulici ispred kucnog broja 5', 'U autu izmedu Ozlja i Karlovca, 10 km od Karlovca', 'U kuci na 9 katu u Matoševoj ulici').

Vaš email (OBAVEZNO)

Molimo Vas da ovdje, ukoliko želite, upišete Vaše osobne podatke (ime i prezime, adresu, telefon...). Ovi podaci služe samo nama kako bismo Vas mogli kontaktirati da provjerimo točnost podataka ili dogovorimo sastanak radi prouèavanja šteta. Ovi se podaci neće nikada dati nikome na uvid izvan Geofizickog odsjeka PMF-a niti će se koristiti za druge svrhe osim znanstvene obrade učinaka potresa. Hvala!

1. DJELOVANJE POTRESA NA LJUDE

1. Jeste li osobno osjetili potres?

- jesam
- nisam

Jesu li drugi ljudi u Vašem mjestu osjetili potres?

- jesu
- nisu
- ne znam

Gdje ste se nalazili u vrijeme potresa: u kući, na ulici...

itd.

Prikazan je samo dio upitnice s internetske stranice Geofizičkog odsjeka PMF-a!

Figure 1.2-6: Collapse of buildings as a function of intensity of shaking.

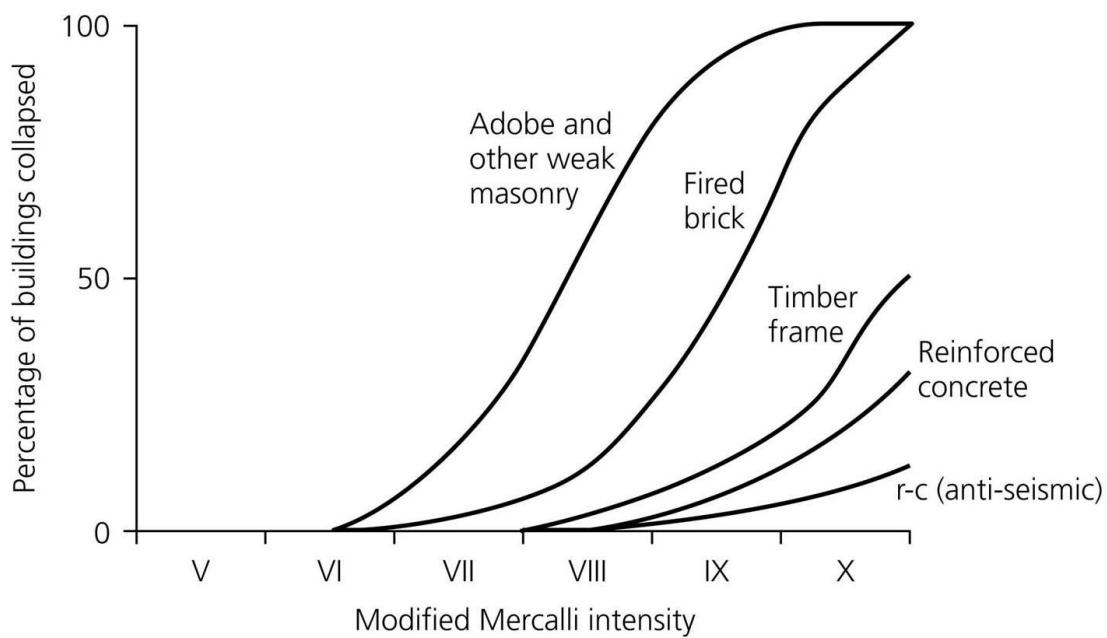
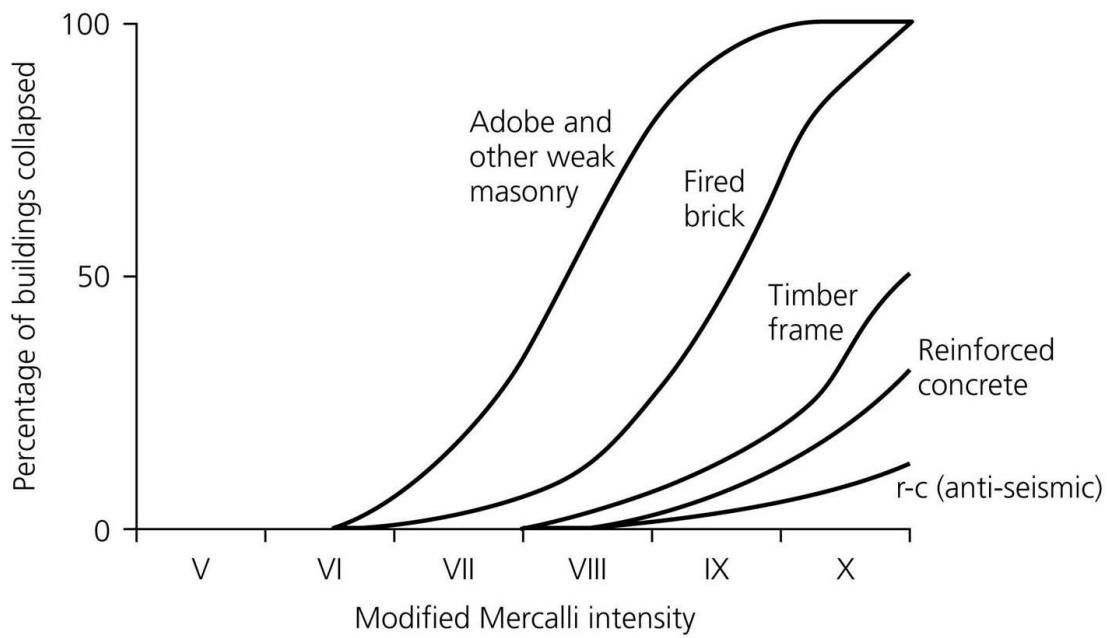
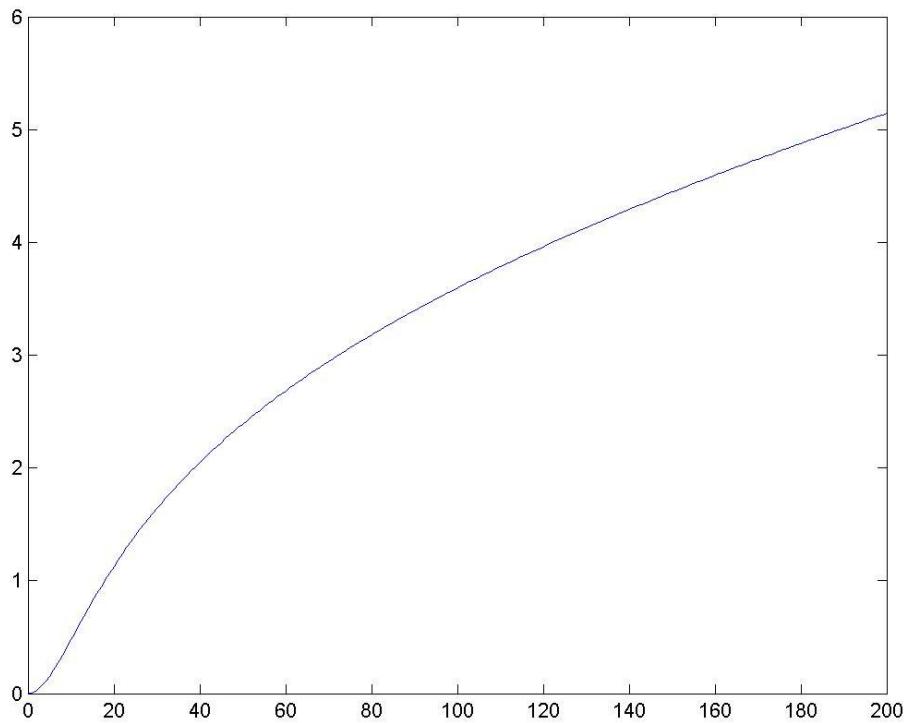


Figure 1.2-6: Collapse of buildings as a function of intensity of shaking.



Slika 23

(Prema <http://epscx.wustl.edu/seismology/book/ppts/index.html>)



Slika 24

Slika 24 prikazuje pad intenziteta ($\text{Io}-\text{I}$) na ordinati u ovisnosti o udaljenosti od epicentra (na apscisi). Tako možemo procijeniti površinu s najjačim efektima potresa.

Tablica 1. Skraćeni oblik Mercalli-Cancani-Siebergove ljestvice za određivanje intenziteta potresa (preuzeto iz A. Milošević, časopis Priroda, 1977.)

Stupanj intenziteta potresa	Učinci potresa
I	Nezamjetljiv potres. Bilježe ga samo seismografi.
II	Vrlo lagan potres. Osjeti ga više vrlo osjetljivih osoba, i to pretežno u višim katovima kuća.
III	Lagan potres. Osjeti ga više ljudi u unutrašnjosti kuća.
IV	Umjeren potres. U kućama ga primijeti velik dio stanovnika, a na otvorenom prostoru samo pojedine osobe. Tresu se vrata i pokućstvo, zveče prozori, staklenina i posude, kao pri prolazu teških kamiona. Od onih koji spavaju neki se probude.
V	Prilično jak potres. Primijete ga mnogi na otvorenom prostoru. Predmeti koji slobodno vise, zanjišu se, ure njihalice se zaustavljaju. Slike na zidu se pomiču. Pojedini manji predmeti se prevale. Vrata i prozori se otvore ili zatvore. Oni koji spavaju se bude, pojedinci bježe iz kuća.
VI	Jak potres. Primjećuju ga sve osobe i bježe iz kuća. Slike padnu sa zidova, mnogi predmeti se ruše, posuđe se razbija. Komadi pokućstva pomaknu se sa svog mesta ili se prevrnu. Manja crkvena zvona zazvone. Na pojedinim dobro građenim kućama nastaju lagane štete.
VII	Vrlo jak potres. Događaju se rušenja i razaranja i nastaju znatne štete na namještaju u stanovima. Oštećuje se veći broj dobro građenih kuća. Crijepovi se lome i kližu s krova, ruše se mnogi dimnjaci.
VIII	Razoran potres. Jako oštećeće oko četvrtinu kuća, pojedine kuće se ruše a mnoge postaju nesposobne za stanovanje. U mokrom tlu i na strmim obroncima nastaju pukotine.
IX	Pustošan potres. Oko 50% zidanih kuća znatno je oštećeno, mnoge se ruše a većina ih postaje nesposobna za stanovanje.
X	Uništavajući potres. Teško oštećeće oko tri četvrtine zgrada a većina njih se ruše. U tlu nastaju pukotine široke i po nekoliko decimetara. S brda se odronjava zemlja a otkidaju se i dijelovi pećina.
XI	Katastrofalan potres. Ruše se sve zidane zgrade. U tlu nastaju široke pukotine iz kojih prodire voda noseći pijesak i mulj. Zemlja se odronjava, mnoge se stijene otkidaju i ruše.
XII	Velika katastrofa. Nijedna ljudska tvorevina ne može opстатi. Tlo potpuno preobrazuje izgled, jezera se zatrpatavaju, nastaju vodopadi a rijeke mijenjaju korita.

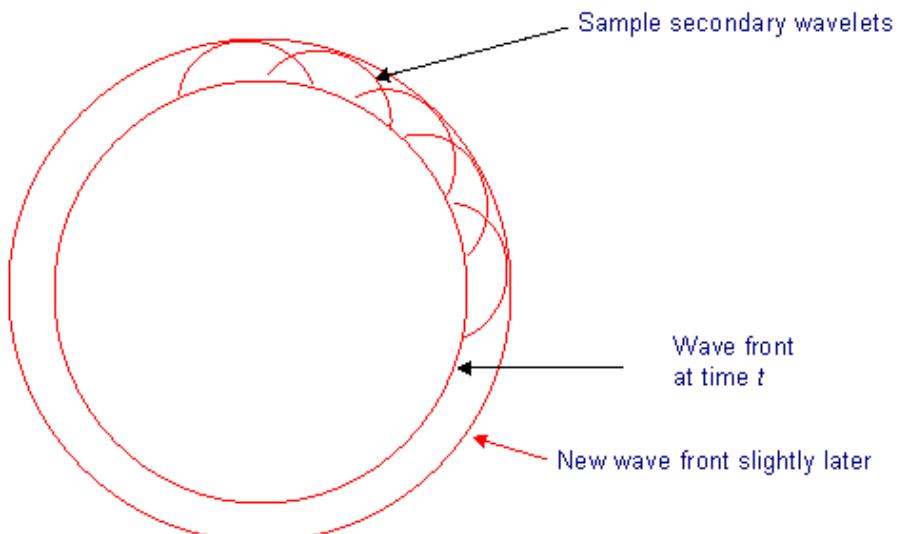
Jednadžba staze vala i vrijeme putovanja vala

Kad se dogodi potres kroz Zemlju se rasprostiru prostorni, P i S valovi. Valne jednadžbe za ta dva tipa vala glase (u jednoj dimenziji)

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (\text{za P valove})$$

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (\text{za S valove}).$$

α i β su brzine rasprostiranja P, odnosno S-valova.



Huygens' picture of how a spherical wave propagates: each point on the wave front is a source of secondary wavelets that generate the new wave front.

Slika 1

(Prema: http://galileo.phys.virginia.edu/classes/152.mf1i.spring02/Waves2D_3D_files/image062.gif)

Slika 1. prikazuje ekspandirajuću valnu frontu.

Ako nehomogenosti u sredstvu (Zemlji) nisu previše izražene, zrake koje odgovaraju P i S valovima ponašaju se poput zraka svjetlosti koja prolazi kroz sredstva različitih indeksa loma.

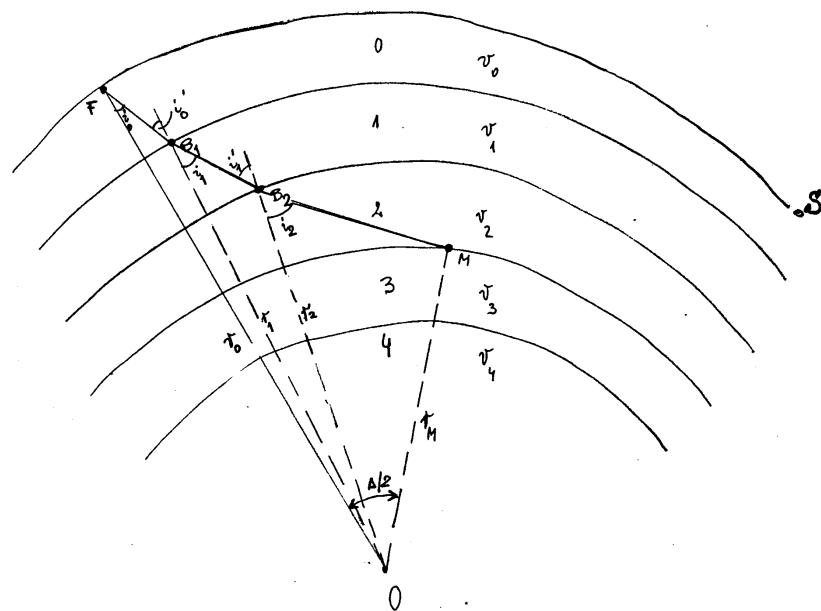
U klasičnoj optici, Huygensov princip opisuje geometriju valne plohe. Prema tom principu, svaka se točka valne fronte može smatrati izvorom novog malog sekundarnog vala (valića) koji putuje prema van (vidi gornju sliku) brzinom sredstva u toj točki. Na taj se način za poznati položaj valne fronte u određeno vrijeme t , može predvidjeti položaj valne fronte u vrijeme $t+dt$. Dijelovi valne fronte koji se nalaze u bržem sredstvu proizvode valiće koji se brže kreću od onih koji su proizvedeni u sporijem sredstvu, te oblik valne fronte ima vremensku ovisnost. Kako su zrake

normale na valnu frontu i one se mijenjaju s vremenom. Geometrijski oblik putanja tih zraka definira Fermat-ov princip, koji kaže da će zraka do opažača doći putem za koji treba najmanje vremena.

Prepostavimo da je unutrašnjost Zemlje sastavljena od koncentričnih ljuški u kojima je brzina rasprostiranja P i S valova konstantna (vidi sliku 2), pri čemu vrijedi

$$v_0 < v_1 < v_2 < v_3 < v_4 \dots$$

i neka je žarište F potresa neposredno ispod površine Zemlje polumjera r_o .



Slika 2.

Zamislimo stazu vala koji strmo kreće iz žarišta pod kutem i_o u odnosu na r_o . U sloju 0 njegova staza je ravna crta. Val upada na granicu sloja 0 i 1 u točki B₁ pod kutem i_o' . Pri prijelazu u sloj 1 staza se lomi od okomice te je kut loma i_1 veći od kuta upada i_o' . Radij vektor točke B₁ označit ćemo s r_1 . Val upada na granicu 1-2 u točki B₂ pod kutem i_1' , a pri prijelazu u naredni sloj ponovo se lomi od okomice te je kut loma i_2 veći od kuta upada i_1' . Radij vektor točke B₂ je r_2 .

Tako se putovanje vala uz lom staze na granici slojeva nastavlja idući u sve veću dubinu. Najdublji sloj u koji val još zalazi je onaj gdje staza postaja okomita na radij vektor. Neka je to točka M s radij vektorom r_M . Nakon prolaza točkom M val nastavlja put prema površini lomeći se k okomici sve dok ne izbije u točki S na površini Zemlje.

Kut i_o pod kojim je val krenuo iz žarišta u odnosu na radij vektor r_o naziva se *kut incidencije*. Najdublja točka staze, tj. M naziva se *tjemena točka staze*.

Staza vala je simetrična u odnosu na radij vektor tjemene točke. Trajanje putovanja vala od F do M jednako je trajanju putovanja od M do S.

Susjedni slojevi u Zemlji ne razlikuju se međusobno mnogo već je prijelaz iz jednog sloja u drugi kontinuiran, osim na nekoliko mjesta u Zemlji. Stoga su staze valova u najvećem dijelu Zemlje glatke linije, a na svega nekoliko mjesta izlomljene.

Iz trokuta FOB₁ prema sinusovom poučku slijedi da je

$$\frac{r_o}{r_1} = \frac{\sin(\pi - i_o')}{\sin i_o} = \frac{\sin i_o'}{\sin i_o}$$

Na osnovi zakona loma za točku B₁ vrijedi da je

$$\frac{\sin i_o'}{\sin i_1} = \frac{v_o}{v_1}.$$

Izrazimo li iz posljednje jednadžbe $\sin i_o'$ i uvrstimo u prvu (sinusov poučak), dobivamo

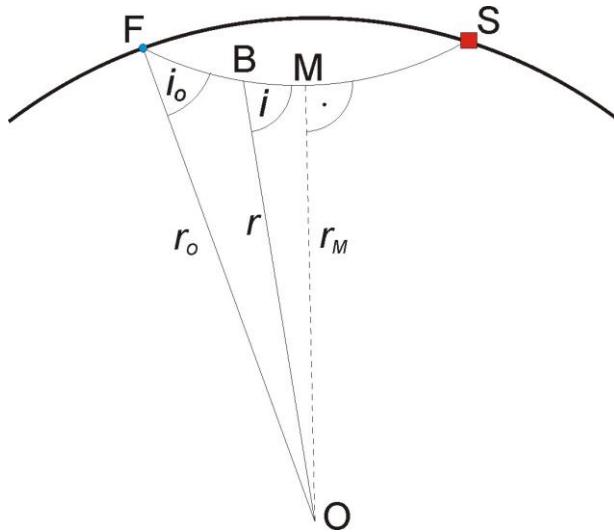
$$\frac{r_o}{r_1} = \frac{1}{\sin i_o} \cdot \frac{v_o}{v_1} \sin i_1 \Rightarrow \frac{r_o \sin i_o}{v_o} = \frac{r_1 \sin i_1}{v_1}.$$

Primijenimo li isti postupak za trokut B₁OB₂ dobivamo:

$$\frac{r_1 \sin i_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin i_2}{v_2}$$

i tako dalje, tj. za stazu vala vrijedi:

$$\frac{r_o \sin i_o}{v_o} = \frac{r_1 \sin i_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin i_2}{v_2} = const.$$



Slika 3.

Označimo na stazi točku B radij vektora r , i neka u toj točki staza s radij vektorom zatvara kut i , a brzina rasprostiranja kroz točku B neka je v , tada je

$$\frac{r_o \sin i_o}{v_o} = \frac{r \sin i}{v} = p \quad (1)$$

Iznos parametra p ne mijenja se duž točaka jedne staze ali se vrijednost tog parametra mijenja od jedne do druge staze u ovisnosti o $\sin i_o$. Izraz (1) naziva se *jednadžba staze vala*.

Označimo s v_M brzinu rasprostiranja vala kroz tjemenu točku staze, tada jednadžba staze primijenjena za tu točku daje

$$\frac{r_M}{v_M} = p.$$

Često se jednadžba staze izražava i uz pomoć parametra η koji se definira kao omjer radij vektora i brzine kroz pojedinu točku

$$\eta = \frac{r}{v} .$$

Vrijednost tog parametra η ovisi jedino o dubini bez obzira o kojoj se stazi radi.
Vrijednost parametra η opada s dubinom.

Primjenom tog parametra jednadžbu staze može se napisati kao

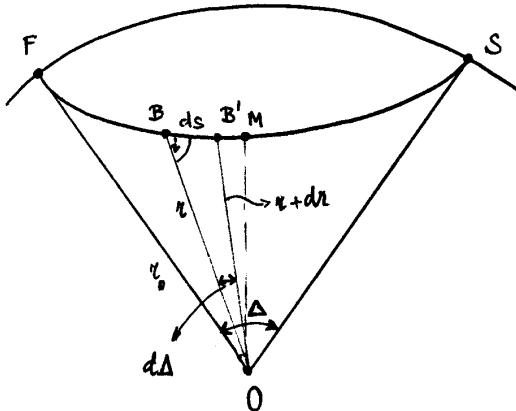
$$p = \eta \sin i .$$

Prema tome za gibanje vala kroz Zemlju vrijede ove jednadžbe:

$$p = \frac{r \sin i}{v} = \eta \sin i = \frac{r_o \sin i_o}{v_o} = \eta_o \sin i_o = \frac{r_M}{v_M} = \eta_M .$$

Odredit ćemo sada vrijeme putovanja vala.

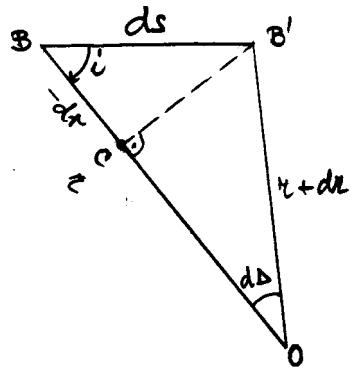
Vremenom putovanja vala ili trajanjem putovanja vala nazivamo ono vrijeme koje je potrebno da val prijeđe od žarišta do točke S na površini Zemlje.



Slika 4

Označimo s ds element puta od točke B do točke B' (slika 4), a s $r + dr$ radij vektor točke B'. Ako je Δ epicentralna udaljenost točke S, tada je kut što ga zatvaraju radij vektori r i $r + dr$ jednak $d\Delta$.

Spustimo li iz B' okomicu na radij vektor r dobivamo točku C pri čemu je BC jednako dr .



Slika 5

Iz trokuta BCB' (slika 5) vidimo da je

$$-\frac{dr}{ds} = \cos i ,$$

$$ds = -\frac{dr}{\cos i} .$$

Trajanje putovanja duž elementarnog puta ds jednako je

$$dT = \frac{ds}{v} = -\frac{dr}{v \cos i} .$$

U izraz na desnoj strani uvedemo veličine iz jednadžbe staze vala: η i p , tj. eliminirat ćemo v i $\cos i$.

$$(p = \eta \sin i = \frac{r}{v} \sin i)$$

Dobivamo:

$$dT = -\frac{dr}{\frac{r}{\eta} \sqrt{1 - \left(\frac{p}{\eta}\right)^2}} = -\frac{\eta^2 dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}} .$$

Sumiramo li sve elementarne dT od žarišta F do tjemene točke M staze dobivamo:

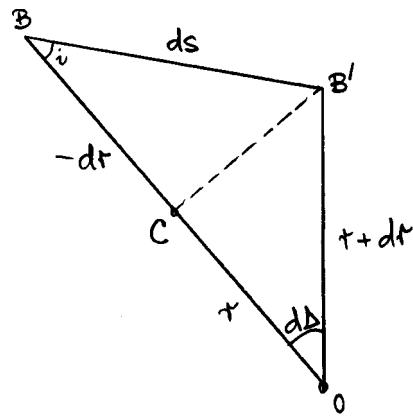
$$\frac{T}{2} = - \int_{r_o}^{r_M} \frac{\eta^2 dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}} .$$

Izraz za ukupno trajanje putovanja vala od žarišta do tjemena M tada glasi:

$$T = 2 \int_{r_M}^{r_o} \frac{\eta^2 dr}{r \sqrt{\eta^2 - p^2}} .$$

Prema tome, da bi se dobilo ukupno vrijeme putovanja vala treba izvesti integraciju podintegralne funkcije duž točaka staze pri čemu parametar p staze zadržava konstantnu vrijednost.

Nadalje, odredit ćemo brzinu rasprostiranja valova potresa. Za potpuno određivanje brzine rasprostiranja valova potreban je uz izraz za vrijeme T putovanja vala i odgovarajući izraz za određivanje udaljenosti od epicentra Δ .



Slika 6

Iz elementarnih trokuta BCB' i COB' (slika 6) slijedi:

$$\overline{CB'} = (r + dr) \cdot d\Delta = -dr \cdot \operatorname{tgi}$$

tj.

$$d\Delta = -\frac{\operatorname{tgi}}{r} dr .$$

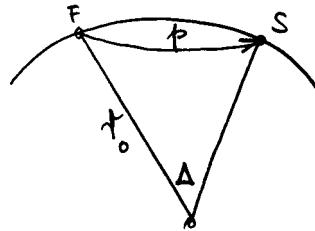
Preuredit ćemo i taj izraz tako da umjesto funkcije kuta i uvedemo parametre p i η iz jednadžbe staze vala.

$$d\Delta = -\frac{1}{r} \frac{\sin i \cdot dr}{\sqrt{1-\sin^2 i}} = -\frac{1}{r} \frac{\frac{p}{\eta} dr}{\sqrt{1-\frac{p^2}{\eta^2}}} = -\frac{p}{r\sqrt{\eta^2 - p^2}} dr$$

tj.

$$\Delta = 2 \int_{r_M}^{r_o} \frac{p}{r\sqrt{\eta^2 - p^2}} dr .$$

Izrazi za vrijeme (T) putovanja vala i epicentralnu udaljenost (Δ) zajedno predstavljaju *teorijsku hodokronu* prostornog vala potresa.



Slika 7

U oba se slučaja integracija provodi duž staze te je pri tom iznos parametra p konstantan. Rezultat integracije možemo stoga simbolički napisati kao funkciju tog parametra, tj.

$$T = f_1(p) , \quad \Delta = f_2(p)$$

što znači da je tim izrazima teorijska hodokrona predočena u parametarskom obliku. Eliminiramo li parametar p iz tih izraza dolazimo do teorijske hodokrone $T = f(\Delta)$, tj. do izraza koji predočuje ovisnost trajanja putovanja vala do epicentralne udaljenosti Δ .

Izrazi za T i Δ koriste se pri određivanju brzine rasprostiranja valova potresa. Za rješavanje tog problema postoje dva bitno različita postupka:

- 1. pristup sastoji u tome da se unaprijed prepostavi oblik funkcije $v = v(r)$ ovisnosti brzine o dubini, a zatim se izračunaju integrali za trajanje (T) putovanja vala i epicentralnu udaljenost (Δ) u kojoj val izbija na površinu Zemlje, zatim se eliminira p i dođe do izraza $T = f_v(\Delta)$ za teorijsku hodokronu, koja međutim ovisi o tome kakvu smo funkciju za brzinu $v(r)$ prepostavili. Nakon toga se vrijednosti teorijske hodokrone usporede s vrijednostima empirijske hodokrone za taj val. Ako se te vrijednosti podudaraju smatramo da oblik funkcije

$v(r)$ zadovoljava i njime tada računamo brzine. Najčešće se za oblik funkcije pretpostavlja jednostavan analitički izraz:

$$v = a + br, \quad \text{ili}$$
$$v = A + Br + Cr^2$$

pri čemu se konstante a, b, A, B, C, \dots koje ulaze u teorijsku hodokronu odaberu tako da podudaranje teorijske i empirijske hodokrone bude što bolje. Takav način određivanja brzine nazivamo indirektnim postupkom i on se općenito primjenjuje tamo gdje istražujemo slojeve malenih debljina, nekoliko desetaka kilometara - indirektni postupak.

- Drugi je pristup direktni, i njime se neposredno na osnovi empirijske hodokrone rješavanjem prethodnih integralnih jednadžbi za T i Δ može izračunati ovisnost brzine o dubini.

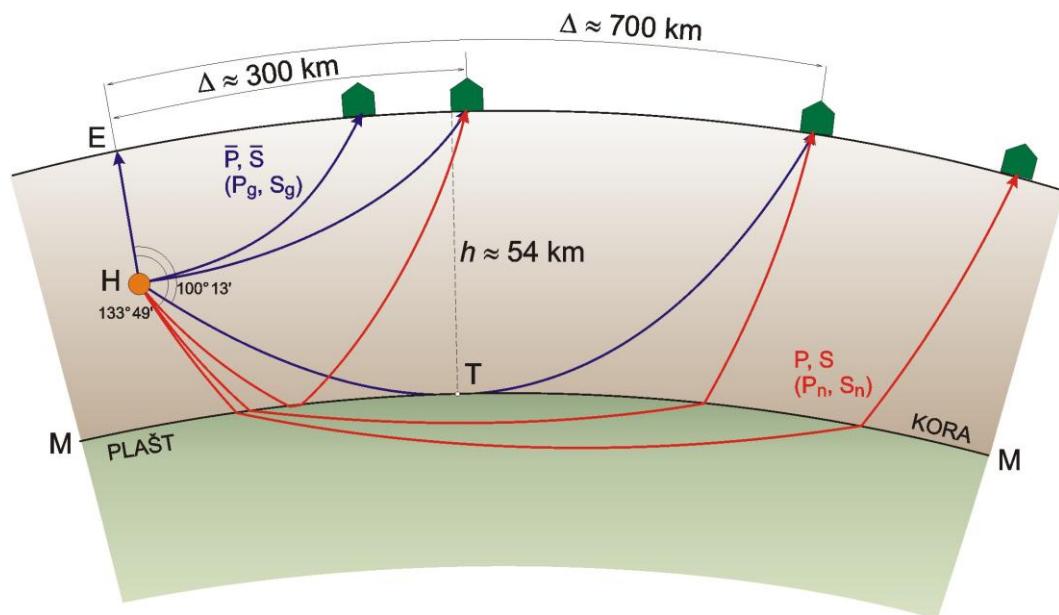
Ovdje će se ilustrirati primjena indirektnog postupka određivanja brzine vala potresa (prema A. Mohorovičiću) i pri tom ćemo se ograničiti na longitudinalni val i na žarište na površini Zemlje.



A. Mohorovičić za radnim stolom

Mohorovičić je 1910. otkrio postojanje plohe diskontinuiteta brzine i gustoće u unutrašnjosti Zemlje. Nakon potresa kod Pokupskog 1909. godine

Mohorovičić je nastojao izraditi empirijske hodokrone za postaje do 2000 km udaljenosti. Valja znati da su empirijske hodokrone i prije postojale, ali je pri izradi svojih on prvi uočio da do epicentralnih udaljenosti između 280 i 760 km ne dolazi samo jedan longitudinalni i jedan transverzalni val, nego po dva P i S vala. Budući da se kroz isto sredstvo ne mogu rasprostirati dva longitudinalna ili transverzalna vala različitim brzinama on je zaključio da se radi o longitudinalnim valovima koji su do stanice došli različitim putevima. Na epicentralnim udaljenostima manjima od 280 km i većim od 760 km dolazi samo po jedan P i S val. Mohorovičića je takve empirijske hodokrone objasnio teorijski. Da bi objasnio kako dolazi do razlike u putovanju vala od žarišta do iste stanice, pošao je od činjenice koju je utvrdio J. Milne da brzina vala elastičke deformacije dubinom kontinuirano raste, ali ju je nadopunio prepostavkom (i to je njegova 1. osnovna prepostavka) da kontinuirani porast brzine postoji samo u sloju do određene dubine gdje dolazi do naglog porasta brzine. U sloju ispod te dubine brzina opet kontinuirano raste.



Slika 8

Postojanje plohe diskontinuiteta brzine (slika 8) prema toj prepostavci uzrok je da se individualna faza (P_g) pojavljuje samo do određene udaljenosti. Staze valova koje strmije kreću iz izvora u Zemljini unutrašnjost također su zakrivljene u gornjem sloju, ali se na diskontinuitetu lome (od okomice - dolje je veća brzina). U donjem sloju staza vala je zakrivljena glatka linija, ali kada

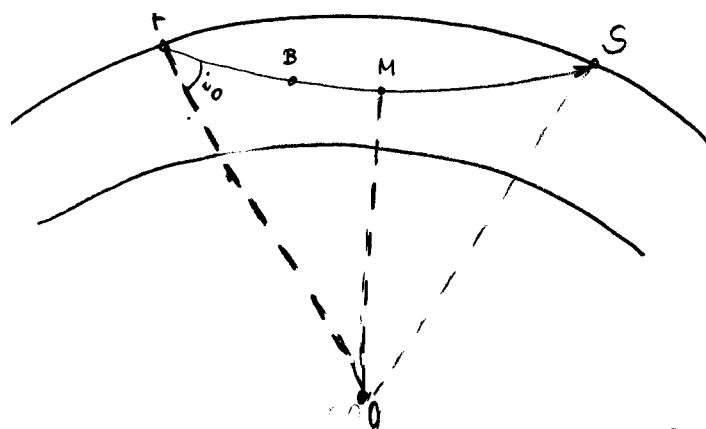
val ponovo dođe na diskontinuitet staza se ponovo lomi ali sada k okomici. To je normalna faza vala (Pn). Time je objasnio mogućnost dolaska dvije faze istog vala koje su putovale različitim stazama na istu seizmološku postaju. Iako je staza Pn faze duža od staze Pg faze, Pn može doći ranije zbog znatno veće brzine u donjem sloju.

Mohorovičić je na osnovi empirijske hodokrone izračunao:

1. brzine valova potresa u gornjem sloju
2. dubinu diskontinuiteta, i
3. brzinu u donjem sloju neposredno ispod diskontinuiteta.

Ta se ploha diskontinuiteta njemu u čast naziva *Mohorovičićevim diskontinuitetom*. Iznad njega je kora a ispod je plašt Zemlje.

Razmotrit ćemo stazu vala koja potpuno leži u gornjem sloju (slika 9):



Slika 9

U početnom je razmatranju Mohorovičić ovisnost brzine rasprostiranja vala o dubini, tj. o radij vektoru izrazio jednostavnim izrazom u kojem je prepostavio da su brzina v i radij vektor r staze obrnuto proporcionalne veličine, tj. da u gornjem dijelu staze vrijedi

$$v = \frac{A}{r}, \text{ gdje je } A \text{ konstanta koja vrijedi za koru.}$$

Primijenimo li taj izraz za točku na površini Zemlje, npr. na žarište, dobivamo:

$$v_o = \frac{A}{r_o}, \quad \text{tj.} \quad A = v_o r_o.$$

Nadalje

$$v = v_o \frac{r_o}{r}.$$

Pokazalo se međutim da primjena tog izraza ne daje zadovoljavajuće rezultate, drugim riječima ovisnost brzine o dubini nije tako jednostavna. Stoga je u dalnjem postupku pretpostavio da vrijedi ovaj odnos:

$$v = v_o \left(\frac{r_o}{r}\right)^k, \quad \text{gdje je } k \text{ konstanta.}$$

Znači, pretpostavio je eksponencijalnu ovisnost brzine o dubini. Ta se pretpostavka pokazala zadovoljavajućom i to je 2. osnovna pretpostavka koju je A. Mohorovičić primijenio pri svom istraživanju. Ta pretpostavka vrijedi samo za gornji sloj do dubine x diskontinuiteta. Da se navedenom pretpostavkom o brzinama može brzina v i izračunati potrebno je prethodno odrediti parametre v_o i k .

Tri su osnovne veličine koje je Mohorovičić odredio: v_o , k i r .

U tu svrhu usporedit ćemo teorijsku hodokronu za Pg fazu long. vala s empirijskom hodokronom. Svi izrazi u do sada danim izvodima vrijede uz

pretpostavku $v = v_o \left(\frac{r_o}{r}\right)^k$. Umjesto općih izraza za hodokrone koje smo izveli ranije izvest ćemo sada izraze koji vrijede uz 2. Mohorovičićevu pretpostavku.

Ranije smo izveli da u točki B element trajanja putovanja iznosi

$$dt = -\frac{dr}{v \cos i}.$$

a, trajanje putovanja od izvora do točke B iznosi

$$T_B = - \int_{r_o}^{r_B} \frac{dr}{v \cos i}.$$

Da se izvede integracija u analitičkom obliku trebamo u podintegralnu funkciju uvrstiti pretpostavku o brzini (indirektni postupak).

Za $\cos i$ stavit ćemo:

$$\cos i = \sqrt{1 - \sin^2 i} = \sqrt{1 - \frac{p^2 v^2}{r^2}} = \frac{v}{r} \sqrt{\left(\frac{r}{v}\right)^2 - p^2}$$

Gornji izraz vrijedi općenito.

Sada uvrštavamo Mohorovičićevu pretpostavku o brzini:

$$= \frac{1}{r} v_o \left(\frac{r_o}{r} \right)^k \sqrt{\frac{r^{2k+2}}{v_o^2 r_o^{2k}} - p^2} .$$

Uvršteno u T_B daje:

$$T_B = - \int_{r_o}^{r_B} \frac{r^k}{v_o r_o^k} \frac{r^{k+1}}{\sqrt{\frac{r^{2+2k}}{v_o^2 r_o^{2k}} - p^2}} =$$

supstituirat ćemo izraz pod korijenom s ξ^2 , deriviramo li po ξ imamo

$$\frac{2+2k}{v_o^2 r_o^{2k}} r^{2k+1} dr = 2\xi d\xi .$$

Tada je

$$T_B = - \int_{\xi_o}^{\xi} \frac{\xi d\xi}{(1+k)\xi} = - \int_{\xi_o}^{\xi} \frac{d\xi}{1+k} = \\ = - \frac{1}{1+k} (\xi - \xi_o) = \frac{1}{1+k} (\xi_o - \xi)$$

$$\text{Općenito } \xi = \sqrt{\left(\frac{r}{v}\right)^2 - p^2} = \sqrt{\frac{p^2}{\sin^2 i} - p^2} = p \operatorname{ctg} i,$$

$$\text{a } \xi_o = p \operatorname{ctg} i_o .$$

Stoga je

$$T_B = \frac{p}{1+k} (ctgi_o - ctgi) .$$

Taj izraz vrijedi za trajanje putovanja vala od žarišta do proizvoljne točke B. Primjenimo li taj izraz na najdublju točku staze M:

$$T_M = \frac{p}{1+k} ctgi_o = \frac{1}{2} T_s = \frac{r_o \sin i_o}{v_o (1+k)} ctgi_o = \frac{r_o \cos i_o}{v_o (1+k)}$$

Prema tome, trajanje putovanja vala od žarišta do točke S jednako je

$$T_s = \frac{2r_o}{v_o(1+k)} \cos i_o .$$

Izraz za epicentralnu udaljenost Δ izvest ćemo analogno. Pri tome ćemo poći od izraza za

$$d\Delta = -\frac{\operatorname{tgi}}{r} dr .$$

$$\Delta_s = 2 \int_{r_o}^{r_M} \frac{-\operatorname{tgi}}{r} dr .$$

U gornjem izrazu treba eliminirati r , umjesto dr treba naći di .

Na kraju dobivamo

$$\Delta_s = \frac{2}{1+k} \left(\frac{\pi}{2} - i_o \right) . \quad (i_o \text{ je izraženo u radijanima})$$

Izrazi za T_s i Δ_s točke S u kojoj val izbija na površinu Zemlje predstavljaju teorijsku hodokronu u parametarskom obliku. k, r_o, v_o su konstante za bilo koju stazu, jedino i_o ovisi o stazi.

Da hodokronu napišemo u eksplisitnom obliku eliminirat ćemo parametar i_o .

$$(1+k)\Delta_s = \pi - 2i_o$$

$$2i_o = \pi - (1+k)\Delta_s$$

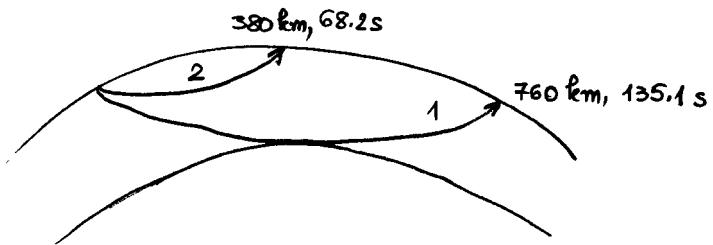
tj.

$$i_o = \frac{\pi}{2} - \frac{1+k}{2}\Delta_s .$$

Izraz za trajanje putovanja vala do točke S u ovisnosti o epicentralnoj udaljenosti sada izgleda ovako:

$$T_s = \frac{2r_o}{v_o(1+k)} \sin \frac{(1+k)\Delta_s}{2}$$

Neka staza 1 ima najveću moguću udaljenost (slika 10), a druga neka izbija u sredini



Slika 10

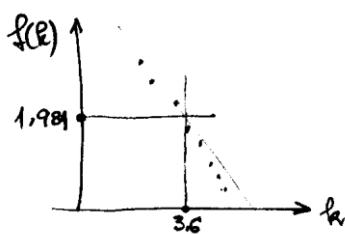
Uvrstimo li udaljenost (u stupnjevima) i vrijeme putovanja u sekundama u teorijsku hodokronu, dobijemo:

$$(1) \quad 135.1 = \frac{2 \cdot 6371}{v_o(1+k)} \sin \left[\frac{1+k}{2} \cdot 6.84^\circ \right]$$

$$(2) \quad 68.2 = \frac{2 \cdot 6371}{v_o(1+k)} \sin \left[\frac{1+k}{2} \cdot 3.42^\circ \right].$$

Time smo dobili 2 jednadžbe s dvije nepoznanice. Podijelimo li prvu jednadžbu s drugom dobijemo:

$$f(k) = \frac{\sin[(1+k) \cdot 3.42^\circ]}{\sin[(1+k) \cdot 1.71^\circ]} = \frac{135.1}{68.2} = 1.981$$



Slika 11

Jednadžbu rješavamo grafički. Određujemo vrijednost lijeve strane jednadžbe, tj. $f(k)$ za različite vrijednosti od k , npr. $k = (2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0)$.

Dobijemo da je $k = 3.60$.

Time smo odredili vrijednost jedne konstante u izrazu za teorijsku hodokronu. Drugu konstantu, tj. brzinu rasprostiranja v_o vala neposredno pod površinom Zemlje možemo odrediti iz prethodnih jednadžbi:

$$68.2 = \frac{2 \cdot 6371}{v_o(1+k)} \sin\left[\frac{1+k}{2} \cdot 3.42\right]$$

odnosno

$$68.2 = \frac{12742}{4.6 \cdot v_o} \sin(2.3 \cdot 3.42) .$$

Otuda je

$$v_o = \frac{12742}{4.6 \cdot 68.2} \sin(2.3 \cdot 3.42) = 40.6 \cdot 0.137 = 5.56 \text{ km/s}$$

Time smo odredili konstante koje ulaze u 2. osnovnu prepostavku A. Mohorovičića.

$$v = v_o \left(\frac{r_o}{r} \right)^k = 5.56 \left(\frac{6371}{r} \right)^{3.6} .$$

Tim izrazom možemo odrediti brzinu longitudinalnog vala u nekoj dubini do diskontinuiteta. Ujedno smo u mogućnosti izračunati vrijednosti koje pripadaju teorijskoj hodokroni. Npr. možemo izračunati trajanje putovanja individualne faze P vala do epicentralne udaljenosti od 500 km.

$$T = \frac{2r_o}{v_o((1+k))} \sin\left(\frac{1+k}{2} \cdot \Delta\right) = \frac{2 \cdot 6371}{5.56 \cdot 4.6} \sin(2.3 \cdot \Delta) = 498 \cdot \sin(2.3 \cdot \Delta),$$

gdje je Δ izraženo u stupnjevima.

$$\text{Znači } \Delta = \frac{500}{111.1} \approx 4.5^\circ . \text{ Prema tome,}$$

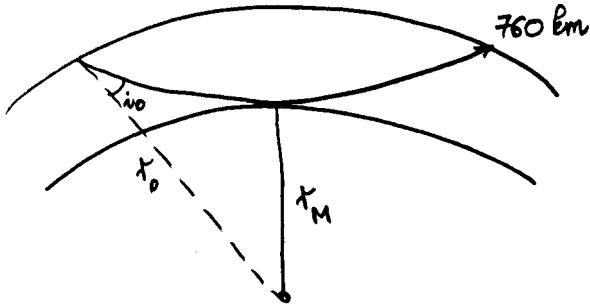
$$T = 498 \cdot \sin(2.3 \cdot 4.5) = 89.5 \text{ s} . \text{ Empirijska vrijednost je } 89.6 \text{ s}.$$

Zaključak:

Svojom prepostavkom o porastu brzine rasprostiranja valova u najgornjem sloju Zemlje A. Mohorovičić je uspio riješiti sva pitanja vezana uz širenje valova potresa u tom dijelu Zemlje. U daljem postupku odredio je i dubinu granične plohe između kore i plašta Zemlje kao i brzinu rasprostiranja oba vala potresa neposredno ispod te granične plohe.

Dubinu plohe diskontinuiteta Mohorovičić je odredio iz činjenice da je individualna P faza zamijećena u daljinama do 760 km. Staza vala koji izbija na površinu u toj udaljenosti dodiruje diskontinuitet u najdubljoj točki, a

granična ploha ne dozvoljava da \bar{P} dođe do točaka u većim udaljenostima od 760 km.



Slika 12

Postupak određivanja dubine plohe diskontinuiteta brzine analogan je postupku provedenom za udaljenost od 500 km.

$$760 : 111.1 = 6.84^\circ$$

$$i_o = 90^\circ - \frac{1+k}{2} \cdot \Delta = 90^\circ - 2.3 \cdot 6.84 = 74.2666^\circ$$

$$r_M = 6371^{\sqrt[4]{6}} \sin i_o = 6371^{\sqrt[4]{6}} \sin 74.27 = 6318 \text{ km} \quad (*)$$

$$\text{Tj. } h_M = 53 \text{ km.}$$

Prema tome, Mohorovičić je izračunao da se taj diskontinuitet brzine nalazi na dubini od 53 km.

(*) Izraz za r_M odredimo iz sinusovog poučka:

$$\frac{r \sin i}{v} = \frac{r_o \sin i_o}{v_o} \text{ u koji uvrstimo pretpostavku o brzini}$$

$$v = v_o \left(\frac{r_o}{r} \right)^k ,$$

time dobivamo

$$\frac{r \sin i}{v_o \left(\frac{r_o}{r} \right)^k} = \frac{r_o \sin i_o}{v_o} \Rightarrow r^{1+k} \sin i = r_o^{1+k} \sin i_o .$$

U najdubljoj točki staze $i = 90^\circ$, te je

$$r_M^{1+k} = r_o^{1+k} \sin i_o, \text{ tj. } r_M = \sqrt[1+k]{\sin i_o}.$$

Nadalje, deriviramo gornju relaciju:

$$(1+k)r^k \sin i \ dr + r^{1+k} \cos i \ di = 0$$

$$(1+k)\sin i \ dr + r \cos i \ di = 0$$

odnosno

$$(1+k)\sin i \ dr = -r \cos i \ di$$

Nadalje

$$\frac{dr}{r} = -\frac{\operatorname{ctg} i}{1+k} di,$$

a element puta je

$$d\Delta = -\frac{\operatorname{tg} i}{r} dr,$$

$$\text{te je } d\Delta = \operatorname{tg} i \cdot \operatorname{ctg} i \frac{di}{1+k} = \frac{di}{1+k}$$

tj.

$$\Delta = \frac{1}{1+k} (i - i_o).$$

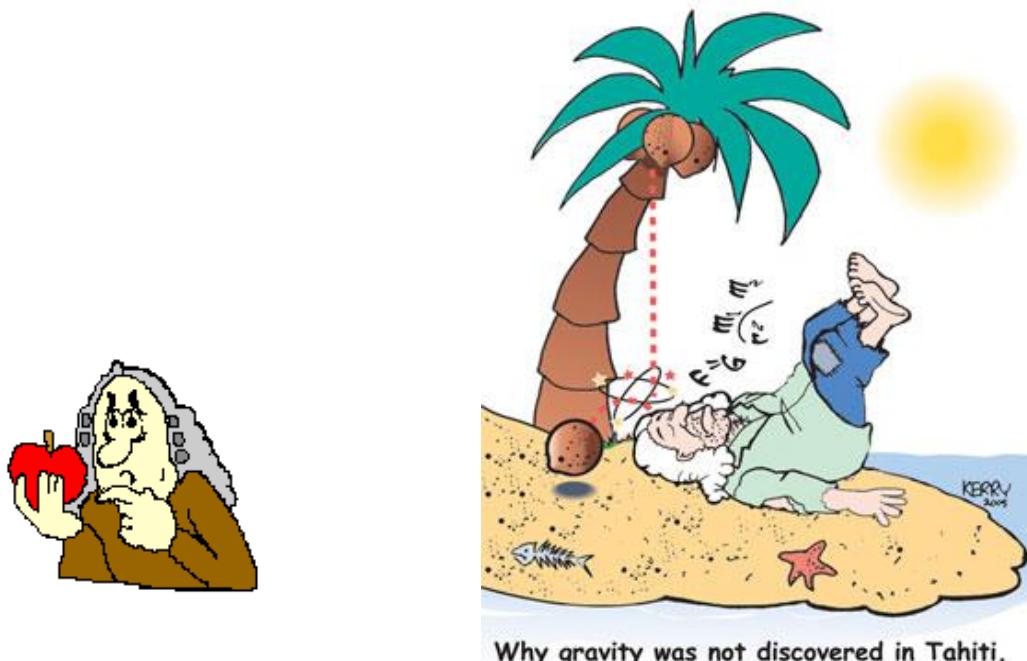
Za tjemenu točku staze $i = \frac{\pi}{2}$, te je za čitav put Δ_s :

$$\Delta_s = 2 \int_{i_o}^{\frac{\pi}{2}} \frac{di}{1+k} = \frac{2}{1+k} \left(\frac{\pi}{2} - i_o \right).$$

Gravitacija

Gravitacija spada među osnovne sile u prirodi (pored npr. elektromagnetske). Osnovne pojmove o gravitaciji formulirao je I. Newton (na osnovi Kepplerovih zakona o kretanju planeta) u 17. stoljeću. Ipak, stvarna priroda te sile (zašto se i kako mase privlače) još je nepoznata.

Dakle, 1684. g. Newton je izveo zakon općeg privlačenja masa odn. *gravitacije*. On je dokazao da centripetalna sila koja prisiljava Mjesec na kruženje oko Zemlje jest privlačna sila među masama tih dvaju tijela. Odatle je izveo zaključak da analogni sila djeluje između Sunca i planeta, odnosno uopće među masama. Gibanja u Sunčevom sustavu su kružna (točnije: eliptična) i gravitacija drži ravnotežu centrifugalnoj sili, koja postoji pri kružnom gibanju. To je razlog da se planeti i sateliti u tom gibanju niti sudaraju niti zauvijek udaljavaju.



Zakon gravitacije glasi:

Privlačna sila F među masama m_1 i m_2 proporcionalna je tim masama, a obrnuto proporcionalna kvadratu njihove međusobne udaljenosti i ima smjer najkraće spojnica među masama.

Matematički, Newtonov zakon gravitacije glasi:

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \cdot \text{ (kgms}^{-2}\text{)} \quad (1)$$

Djelovanje te sile je izmjenično, što znači da prva masa privlači drugu jednakom silom kojom i druga masa prvu. Veličina G zove se *konstanta gravitacije* i

numerički odgovara sili kojom se dvije mase od 1 kg privlače na udaljenosti od 1 m. Ona iznosi:

$$G = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 \text{ kg}^{-2}$$

Newton je također spoznao da je padanje tijela na površini Zemlje specijalan slučaj gravitacije. Između Zemlje i predmeta koji pada postoji međusobno djelovanje po istom zakonu.

Zemlja dakle djeluje na to tijelo jednakom silom kao i tijelo na Zemlju, ali mu Zemlja zbog svoje ogromne mase daje vidnu akceleraciju padanja, dok je akceleracija u suprotnom smjeru neznatna.

Zamislimo li da je masa Zemlje skoncentrirana u njenom središtu, možemo iz relacije (1) izračunati iznos akceleracije padanja tijela, koju bi ono imalo na površini Zemlje kao kugle i to jedino pod utjecajem gravitacije. Uvrstimo da je $m_1=M$ (masa Zemlje), a m_2 je masa tijela i polumjer Zemlje $R=6370$ km, tada je

$$G \frac{Mm_2}{R^2} = m_2 \cdot a$$

odnosno

$$a = G \frac{M}{R^2} \quad (2)$$

gdje je a akceleracija padanja. Smjer te akceleracije je ovdje prema središtu Zemlje uz uvjet da je njezina masa homogena. Primjena izraza (1) ne obuhvaća sve elemente, koji utječu na iznos i smjer akceleracije padanja na površini Zemlje koja rotira.

Teža

Poznato je da Zemlja rotira od zapada prema istoku oko osi, koja prolazi kroz sjeverni i južni geografski pol. Posljedica te rotacije jest prividna vrtinja nebeske kugle od istoka prema zapadu, te u odnosu na Sunce izmjena dana i noći. Sva tijela na Zemlji uključujući i atmosferu, bilo da su u stanju mirovanja ili gibanja sudjeluju u toj rotaciji i imaju istu kutnu brzinu kao i Zemlja. Budući da se Zemlja jednom okreće oko svoje osi u odnosu prema zvijezdi stajačici u jednom zvjezdanim danu (86164 s srednjeg Sunčevog vremena), bit će kutna brzina njene rotacije

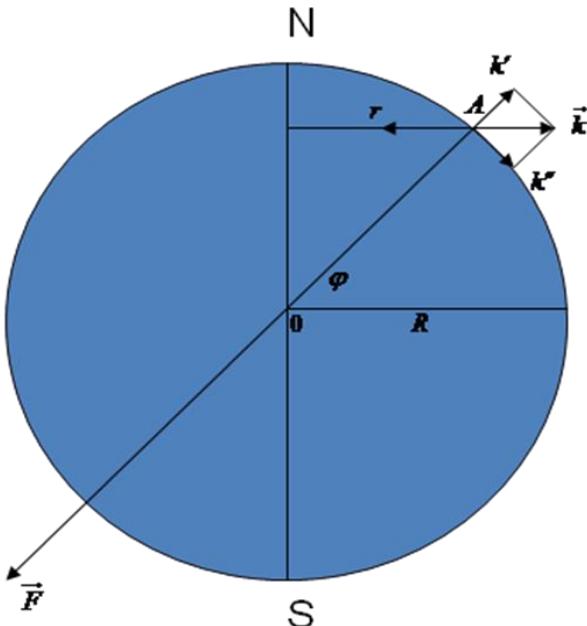
$$u = \frac{2\pi}{86164} = 0.7292 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}.$$

Zbog rotacije Zemlje oko osi, njena masa, tijela na njenoj površini, atmosfera i more, kao i tijela u njima izložena su djelovanju *centripetalne sile*. Ona je usmjerena prema osi rotacije a veličina joj ovisi o promatranoj masi m , njenoj najkraćoj udaljenosti r od osi rotacije i kvadratu brzine u rotacije:

$$k = -m \cdot r \cdot u^2 \quad (3)$$

Predznakom minus označili smo da joj je smjer prema osi rotacije.

Potrebnu centripetalnu silu kod rotacije Zemlje daje gravitacija i to njena komponenta u dotičnoj točki prema osi rotacije. U točki A (slika 1) na površini Zemlje kao kugle (a koja se nalazi u nekoj geograf. širini φ , vidi sliku), centripetalna sila prikazana je vektorom $-\vec{k}$.



Slika 1

Promatramo li masu m u točki A na površini Zemlje sa stajališta opažača koji u toj rotaciji sudjeluje na nju djeluje centrifugalna sila, koja je jednaka po iznosu a suprotna po smjeru centripetalnoj sili (Newtonov zakon akcije i reakcije).

Ako s R označimo polumjer Zemlje tada je udaljenost r točke A od osi rotacije $r = mRu^2 \cos \varphi$, pa će centrifugalna sila biti

$$k = mRu^2 \cos \varphi .$$

Iz gornjeg izraza je vidljivo da je centrifugalna sila, odnosno njena akceleracija najveća na ekvatoru te opada prema polovima, gdje je nula. (Centrifugalna sila na Zemljinoj površini usmjerena je pod pravim kutem na os rotacije i proporcionalna udaljenosti od te osi. Djeluje prema van.)

Prema tome, na površini Zemlje u točki A u geografskoj širini φ djelovat će na masu m ove dvije sile:

- *gravitacija* F (prikazana na slici vektorom \vec{F} , koji ima smjer prema središtu Zemlje kao kugle) i

- centrifugalna sila \vec{k} (vektor \vec{k} sa smjerom od osi rotacije).

Centrifugalna sila je u odnosu prema gravitaciji veoma mala. Na ekvatoru gdje je maksimalna iznosi oko 1/300 gravitacije.

Centrifugalnu silu možemo rastaviti u dvije komponente:

- radijalnu k' , u produženju polumjera Zemlje kao kugle, i
- tangencijalnu k'' , tangencijalno na površinu u smjeru prema ekvatoru.

Iznosi tih komponenti su:

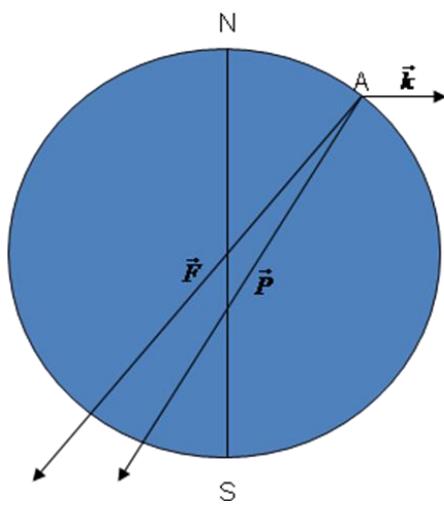
$$k' = mRu^2 \cos^2 \varphi$$

$$k'' = \frac{1}{2} mRu^2 \sin 2\varphi.$$

Radijalna komponenta k' centrifugalne sile smanjuje iznos gravitacije i to najviše na ekvatoru ($\varphi = 0^\circ$), a sve manje idući prema polovima. Tangencijalna komponenta k'' centrifugalne sile uzrokuje pomicanje masa prema ekvatoru i to je razlog *spljoštenosti* Zemlje. Naime, Zemlja u početku nije imala krutu koru a i danas u svojoj unutrašnjosti nije svuda kruta, što je dovelo do njenog sadašnjeg oblika.

Teža i oblik Zemlje

Oblik nebeskog tijela koje nije kruto i ne rotira i čija masa je homogena i u ravnoteži bio bi kugla, jer je tada gravitacija jedina sila koja djeluje, a površina tijela mora biti okomita na silu. Tijelo koje rotira mora imati takav oblik ravnoteže, da je njegova površina okomita na rezultantu gravitacije i centrifugalne sile. Kod Zemlje se rezultanta tih dviju sila zove *sila teža* ili samo *teža*.



\vec{F} – gravitacijska sila
 \vec{k} – centrifugalna sila
 \vec{P} – sila teža

Slika 2

Prikažemo li gravitaciju u točki A vektorom \vec{F} a centrifugalnu silu vektorom \vec{k} , tada težu po veličini i smjeru prikazuje vektor \vec{P} , koji je jednak vektorskoj sumi oba naprijed spomenuta vektora (slika 2). Kao što se vidi teža općenito nije usmjerena prema središtu Zemlje, već je u prvoj aproksimaciji okomita na površinu Zemlje kao sferoida a stvarno je okomita na plohu geoida.

Akceleracija padanja tijela na Zemlji ovisi i o akceleraciji od gravitacije i o akceleraciji centrifugalne sile. Akceleraciju teže označavamo vektorom \vec{g} . Srednja vrijednost njenog iznosa na Zemlji je

$$g = 9.81 \text{ ms}^{-2}.$$

Jedinica za akceleraciju teže je *gravity unit (jedinica teže)*, tj. *g.u.*

$$1 \text{ g.u.} = 10^{-6} \text{ ms}^{-2}.$$

Starija jedinica je *gal* ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cms}^{-2}$), odnosno *mgal* (10^{-3} gala) i još se uvek koristi. Veza između g.u. i mgala je:

$$1 \text{ mgal} = 10 \text{ g.u.}$$

Clairaut-ov teorem

Već smo rekli da je posljedica rotacije Zemlje sila teža i spljoštenost na polovima. Budući da je teža rezultanta gravitacije i centrifugalne sile od rotacije, očito je da se ona mijenja s geografskom širinom po iznosu i smjeru. Iznos joj je najmanji na ekvatoru a najveći na polovima. Tome su dva razloga:

- centrifugalna sila najveća je na ekvatoru ($k = mR\omega^2 \cos \phi$) i suprotnog je smjera od gravitacije – njihova rezultanta (teža) ovdje je najmanja. Povećanjem geografske širine centrifugalna sila se smanjuje što ima za posljedicu povećanje teže;
- zbog eliptičnog oblika Zemlje udaljenost od njenog središta do točaka na njenoj površini na ekvatoru bit će najveća a s povećanjem geografske širine analogna udaljenost će se smanjivati i bit će najmanja na jednom i drugom polu, što znači da se gravitacija povećava s povećanjem geografske širine mesta.

Oba uzroka djeluju u istom smislu pa se i iznos teže s *povećanjem geografske širine povećava*.

Razlika ekvatorijalnog i polarnog polumjera iznosi oko 21 km, a razlika akceleracije teže na ekvatoru i polu oko 5 gala. Satelitska mjerena pokazala su da je ekvatorijalni radijus $r_e = 6378$ km, dok je polarni radijus $r_p = 6356.6$ km.

1743. g. Clairaut je, ne uzimajući u obzir raspodjelu masa unutar Zemlje i uz pretpostavku da je Zemlja oblika sferoida (rotacioni elipsoid male spljoštenosti), izveo izraz za ovisnost akceleracije teže o geografskoj širini:

$$g_\phi = g_e (1 + \beta \sin^2 \phi)$$

u kojem je:

g_φ - akceleracija teže u geografskoj širini φ ,

g_e - akceleracija teže na ekvatoru,

β - koeficijent koji je povezan sa spljoštenošću Zemlje α izrazom

$$\beta = \frac{5}{2}q - \alpha .$$

Oba izraza poznata su pod imenom *Clairaut-ov teorem*. Spljoštenost Zemlje α (ili

njezinu eliptičnost) definira izraz $\alpha = \frac{\sqrt{r_e^2 - r_p^2}}{r_e^2} \approx 1/300$.



Alexis Claude Clairaut
(1713.-1765.)

Veličina q iznosi $\frac{au^2}{g_e}$ i predstavlja omjer centrifugalne akceleracije na ekvatoru (au^2) i akceleracije teže g_e (a je polumjer ekvatora, u je kutna brzina rotacije Zemlje).

Pogledajmo značenje koeficijenta β . Uvrstimo li u izraz za g_φ redom $\varphi = 0^\circ$ i $\varphi = 90^\circ$ dobijemo:

$$\beta = \frac{g_p - g_e}{g_e}$$

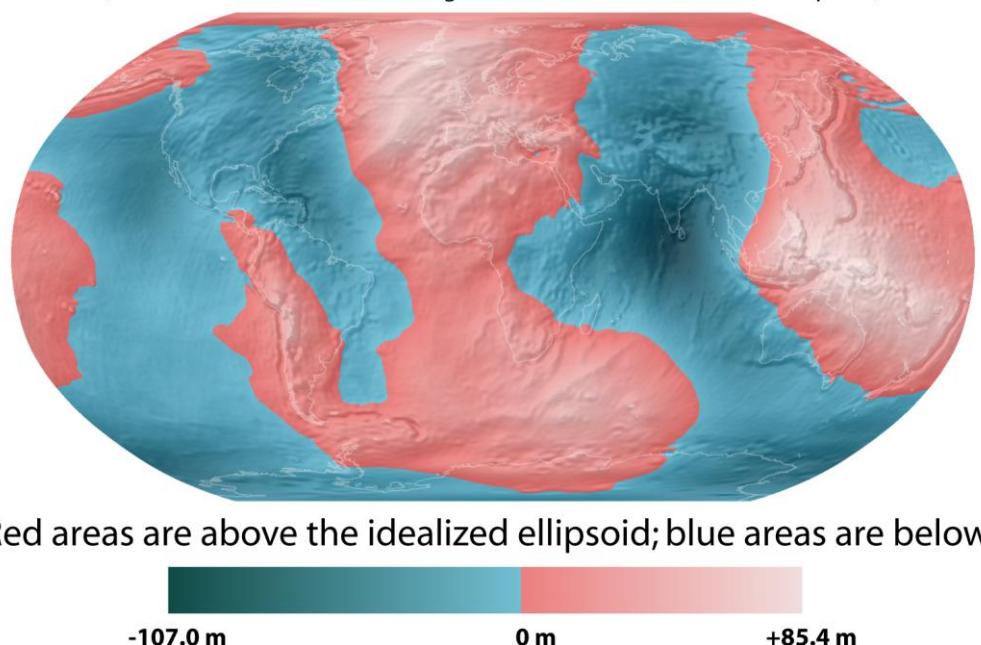
gdje je g_p akceleracija teže na polu.

Iz tog izraza možemo vidjeti da koeficijent β predstavlja razliku akceleracije teže od ekvatora do pola u odnosu prema akceleraciji teže na ekvatoru. Prema tome poznajemo li akceleracije na polu i na ekvatoru možemo izračunati spljoštenost Zemlje α .

Kakav je zapravo oblik Zemlje?

Iz fizikalnih razloga nužno je da ploha koja omeđuje tijelo kojim se definira oblik Zemlje bude ploha ravnoteže, što znači da njena površina mora biti svuda okomita na rezultantu svih sila koje na nju djeluju. Takva ploha bila bi površina mirnog oceana. Kada bismo tu plohu produžili kroz kontinente ona bi omeđila tijelo specijalnog oblika kojeg je njemački fizičar J. Listing (1873.) nazvao *geoid*. Kako je geoid nepravilnog oblika i ne može se izraziti jednim matematičkim izrazom, njegova se ploha određuje u odnosu prema plohi jednog zgodno odabranog sferoida, tzv. *elipsoida referencije*. Stoga se istraživanje oblika Zemlje sastoji od određivanja *undulacija geoida*. Prikaz oblika Zemlje svodi se dakle na prikaz topografije undulacija geoida na geografskim kartama, koje za osnovnu plohu koriste plohu elipsoida referencije.

Deviation of the Geoid from the idealized figure of the Earth
(difference between the EGM96 geoid and the WGS84 reference ellipsoid)



Slika 3. Undulacije geoida EGM96 u metrima iznad (crveno) odnosno ispod (plavo) elipsoida referencije WGS84
(http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Geoid_height_red_blue.png)

Mjerenje akceleracije teže

Mjerenje akceleracije teže izvodi se pomoću njihala. Naime, još je Huygens, 1673. g. utvrdio ovisnost između perioda i dužine njihala. Označi li se sa S trajanje jednog njihaja njihala (polovica perioda), a s L njegovu dužinu, tada za vrlo male otklone od položaja ravnoteže vrijedi izraz:

$$S = \pi \sqrt{L/g}$$

Gornji je izraz Huygens koristio za mjerjenje akceleracije teže, čime je njezino određivanje sveo na mjerjenje trajanja jednog njihaja kod njihala. Kod ura njihalica to se to svojstvo njihala koristilo za povećanje točnosti mjerjenja vremena.

Valja primijetiti da se taj izraz odnosi zapravo na tzv. *matematičko njihalo*. Nekoliko desetljeća nakon Huygensa, braća Bernoulli razvila su teoriju *fizikalnog njihala* i uveli pojam reducirane dužine fizikalnog njihala. Kod takvog se njihala trajanje jednog njihaja određuje prema sličnom izrazu kao gore:

$$S = \sqrt{\frac{\lambda}{g}}$$

gdje je λ reducirana dužina fizikalnog njihala.

Danas se mjerena akceleracija teže izvode pomoću gravimetara. Neki od njih npr. rade pomoću mase obješene na opruzi. Za premjere i mjerena na terenu koriste se *relativna* mjerena pomoću kojih se određuju razlike akceleracije teže između pojedinih mjesta.

Čemu služe mjerena akceleracija teže u geofizici?

Svrha mjerena akceleracija teže jest dobivanje njene prostorne raspodjele. Iz poznate raspodjele izvode se zaključci o stanju, gustoći i razdiobi masa u unutrašnjosti Zemlje i određuju undulacije geoida. Mjerena akceleracija teže izvode se na površini Zemlje, znači na mjestima s različitim nadmorskim visinama i različitom topografijom okolnog terena, dakle s različitom razdiobom masa iznad geoida. To su sve elementi koji utječu na iznos i smjer akceleracije teže. Stoga utjecaje djelovanja površinskih masa treba eliminirati iz mjerena vrijednosti da bi se moglo zaključivati o stanju i razdiobi masa ispod površine. Izmjerene vrijednosti akceleracije teže reduciraju se na geoid, tj. na srednju razinu mora. Redukcija izmjerena vrijednosti iznosa akceleracije teže sastoji se iz tri dijela, koji se zovu korekcije:

- * *korekcija za visinu*
- * *Bouguer-ova korekcija*
- * *topografska korekcija.*

(Detaljnije o tim korekcijama može se pročitati npr. u skriptama M. Kasumovića: Opća i primijenjena geofizika s osnovama sferne astronomije, Zagreb, 1971.)

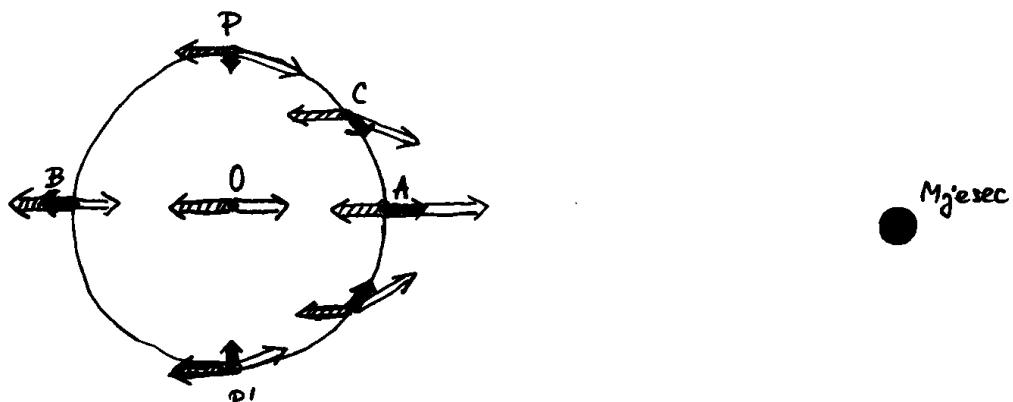
Postoji još i veličina koja se naziva *anomalija teže* i predstavlja razliku između izmjerene i normalne vrijednosti iznosa akceleracije teže. Anomalije teže potječu od horizontalnih promjena gustoće stijena zemljine kore. To znači da anomalija teže može postojati ako stijene različitih gustoća leže jedna pored druge, a ne jedna ispod druge.

Na kraju valja još spomenuti i utjecaj privlačnog djelovanja Mjeseca i Sunca na oceane i mora na Zemlji, tj. *silu uzročnicu morskih doba*.

Sila uzročnica morskih doba

Ovdje je potrebno uvesti dva pojma: *revoluciju* i *morska doba*. Revolucija je gibanje dva ili više tijela oko zajedničkog težišta. Karakteristika revolucije je da kod takvog gibanja tijela zadržavaju svoju međusobnu orijentaciju. Takvo gibanje svojstveno je npr. tijelima u Sunčevu sustavu. Morska doba su *plima* i *oseka*, tj. kolebanje razine mora koje neprekidno teče i ponavlja se u poludnevnim ili jednodnevnim intervalima. Dizanje vodostaja mora koje potječe od morskih doba naziva se plima, a spuštanje oseka. Egzaktno tumačenje plime i oseke prvi je dao I. Newton. Uzrok pojavi pripisao je gravitacijskom djelovanju Mjeseca i Sunca na masu oceana i mora i razvio teoriju sile uzročnice morskih doba. Objasnit ćemo tu silu u sustavu Zemlja-Mjesec.

Zaboravimo na trenutak da Zemlja i Mjesec rotiraju, i neka je masa svakog pojedinog tijela skoncentrirana u njihovim središtima. Znači postoji jedino revolucija Zemlje i Mjeseca. Između njih djeluje gravitacijska privlačnost, a zbog revolucije postoji centrifugalna sila koja je u svim točkama tijela jednakog iznosa i smjerovi su međusobno paralelni (dok kod gravitacije to nije slučaj). Zbog toga u svakoj pojedinoj točki tijela nastaje rezultantna sila (*sila uzročnica morskih doba*) čije se djelovanje na Zemlji očituje u pomicanju vodenih masa oceana i mora.



Slika 4

Privlačnu силу Mjeseca u točki A (na ekvatoru) (slika 4) označimo praznom strelicom, a centrifugalnu силу s crtkanom strelicom (suprotnog smjera). Njihova rezultanta jednak je razlici te dvije sile a smjer joj je prema Mjesecu. U točki B privlačna sila Mjeseca je manja, a centrifugalna ista. U središtu Zemlje obje sile moraju biti jednakе po iznosu inače bi se tijela udaljavala ili približavala. Prema tome, u obje točke na ekvatoru postoji rezultantna sila jednak po iznosu ali suprotna po smjeru (što je lako matematički dokazati). U točki A, u kojoj je privlačna sila Mjeseca veća od centrifugalne, voda se uzdiže prema Mjesecu. No i u točki B voda se uzdiže ali od Mjeseca (jer je tamo centrifugalna sila veća od privlačne).

Sila uzročnica morskih doba najveća je u točkama A i B jer je u njima (u odnosu prema centrifugalnoj sili), privlačna sila Mjeseca maksimalna odnosno minimalna. U ostalim je točkama manja, djeluje u smjeru tangencijalnom na površinu Zemlje i pomiče vodu prema točkama A i B. Na polovima dolazi do spuštanja razine mora, jer od njih voda otiće prema točkama A odnosno B. Znači zbog djelovanja sile uzročnice morskih doba kao i njezine raspodjele, razina mora na dvije dijametralno

suprotne strane Zemlje se podiže, a u njihovom graničnom području se spušta. Uz pretpostavku da je cijela Zemlja pokrivena vodom, deformacija njenog vodenog omotača u stanju ravnoteže imala bi oblik produljenog elipsoida (tijelo koje nastaje rotacijom elipse oko velike osi).

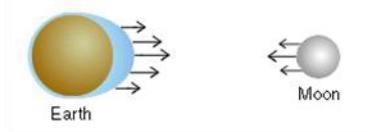
Položaj tako formiranog vodenog omotača Zemlje u odnosu prema njenoj čvrstoj kori neprekidno se mijenja: zbog revolucije sustava Zemlja-Mjesec (period mjesec dana), zbog rotacije Zemlje oko svoje osi, zbog nagiba Mjesečeve putanje prema nebeskom ekvatoru (28.5°), zbog superpozicije sile uzročnice morskih doba od revolucije sustava Sunce-Zemlja, itd.

Plima i oseka (najjednostavniji model)

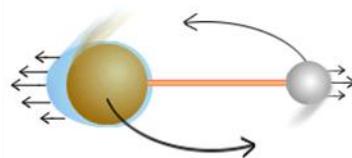
Zamislimo Zemlju jednoliko pokrivenom vodenim omotačem!



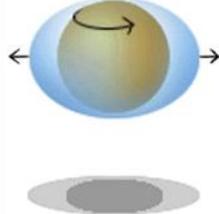
Mjesec privlači Zemlju i vodu na njoj k sebi.



Istovremeno, postoji sila koja gura vodu od Mjeseca, jer oba tijela rotiraju oko zajedničke točke.



Rezultanta te dvije sile uzrokuje plimu i osekiju.



<http://oceanlink.island.net/cainfo/tides/tides.html>

O Zemljinom magnetskom polju

Godine 1600. William Gilbert (osobni liječnik kraljice Elizabete I) i Christopher Clews objavili su knjigu *De magnete* u kojoj su iznijeli pretpostavku da je Zemlja ogroman magnet.



William Gilbert of Colchester (1544. - 1603.)

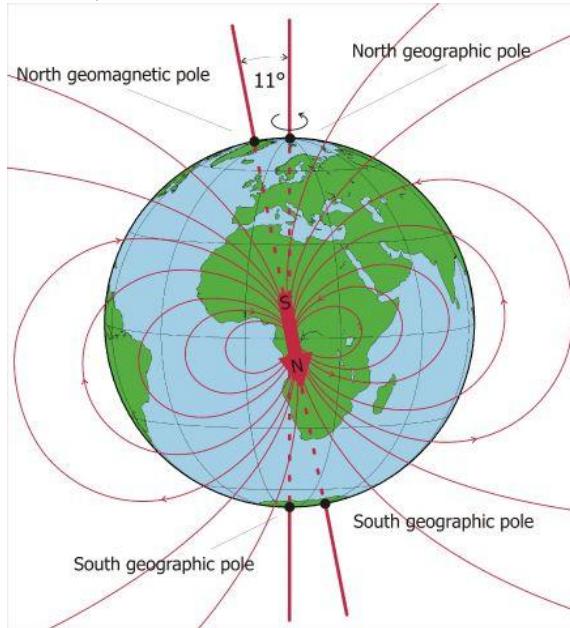
Njemački matematičar i astronom Carl Friedrich Gauss, 1830-tih godina prvi je sustavno proučavao Zemljino magnetsko polje i zaključio da se njegov uzrok primarno nalazi unutar Zemlje a ne izvan nje.



(Carl F. Gauss, 1777.-1855.)

Točnije rečeno, pokazao je da se ono može izraziti zbrojem dva dijela od kojih jedan dio ima svoj uzrok u Zemlji, dok uzrok drugog dijela leži u pojavama iznad površine Zemlje. Također je pokazao da na prvi dio otpada više od 90% polja uz površinu Zemlje, a na drugi manje od 10%. Današnja je znanost potvrdila da je geomagnetsko polje doista uzrokovano mnogim izvorima koji se nalaze ispod i iznad Zemljine površine. Gledano od jezgre Zemlje prema gore, radi se o geomagnetskom dinamu, magnetičnosti kore, ionosferskom dinamu, struji u magnetopauzi itd. Geomagnetski dinamo najvažniji je izvor, jer bez polja koje on proizvodi drugi izvori ne bi ni postojali.

Pokazalo se vrlo pogodnim taj dio polja prikazati pomoću matematičkog modela polja magnetskog dipola koji bi bio smješten u središte Zemlje. Njegov magnetski moment iznosi $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$, a os mu je otklonjena za oko 11.5° prema osi rotacije Zemlje (vidi sliku 1).



Slika 1
(roma2.rm.ingv.it/.../7/the_earth-s_main_field)

Kako je iznos magnetskog momenta dipola = (struja) \times (površina petlje), a radijus petlje tekuće jezgre iznosi $3.48 \cdot 10^6 \text{ m}$, potrebna ekvivalentna struja iznosi preko $2 \cdot 10^9 \text{ A}$. Os toga dipola probada Zemljinu površinu u sjevernom i južnom geomagnetskom polu. Magnetski moment dipola opada prosječno oko 5% u 100 godina.

Znači, glavni uzrok Zemljinog magnetskog polja je geomagnetski dinamo a polje prikazujemo pomoću dipola. Do početka ovog stoljeća prevladavala je ideja da izvorište tog polja čine permanentno magnetične tvari u Zemlji. Međutim, kada se uspjelo potpunije utvrditi fizikalna svojstva Zemljine unutrašnjosti sve do njezinog središta uvidjelo se da se ta ideja ne može održati. Osnovni razlog tome je porast temperature u Zemlji s dubinom. Taj porast u kori (izvan vulkanskih područja) iznosi oko $3 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Laboratorijskim istraživanjima utvrđeno je da magnetizam tvari *slabi* s porastom temperature i da kod tzv. *Currieve* temperature (koja je različita za različite spojeve) potpuno iščezne. [hematit – $696 \text{ }^\circ\text{C}$; magnetit – $580 \text{ }^\circ\text{C}$; željezo – $770 \text{ }^\circ\text{C}$].

Kako su temperature u Zemljinoj unutrašnjosti još više od gore navedenih i dosiju preko $4000 \text{ }^\circ\text{C}$ u jezgri, očigledno je da niti jedna tvar ne može zadržati stalni magnetizam ispod Zemljine kore. Magnetizirane stijene u unutrašnjosti uzrokuju dakle tek mali dio magnetskog polja Zemlje.

Uzrok glavnine postojeceg magnetskog polja Zemlje najvjerojatnije leži u električnim strujama unutar vanjske (tekuće, željezne) jezgre koja polako rotira.

Razlaganje polja

Magnetsko polje na površini Zemlje \vec{F} može se prikazati u jednostavnom obliku sastavljenom od tri dijela:

$$\vec{F} = \vec{F}_g + \vec{F}_R + \vec{F}_V$$

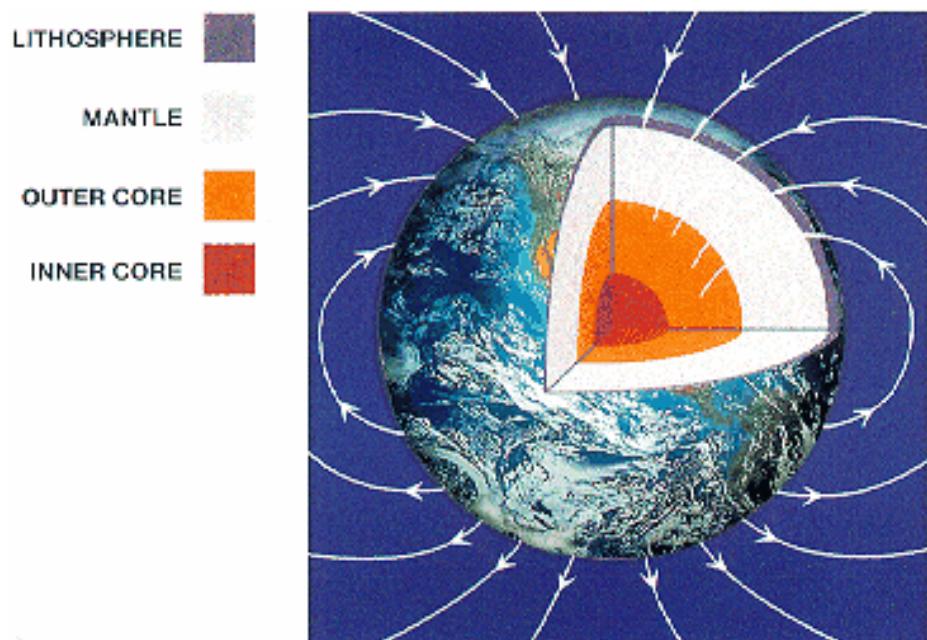
gdje je:

\vec{F}_g , tzv. glavno polje, koje čini najveći dio polja \vec{F} , a za koje se smatra da ga uzrokuju električne struje duboko u Zemljinoj unutrašnjosti (najvjerojatnije u vanjskoj tekućoj jezgri) (oko 50000 nT),

\vec{F}_R , tzv. polje kore, uzrokovano magnetičnim stijenama i električnim strujama u Zemljinoj kori (oko 200 nT), i

\vec{F}_V , tzv. vanjsko polje (nekoliko desetaka nT), uzrokovano električnim strujama u atmosferi i iznad nje.

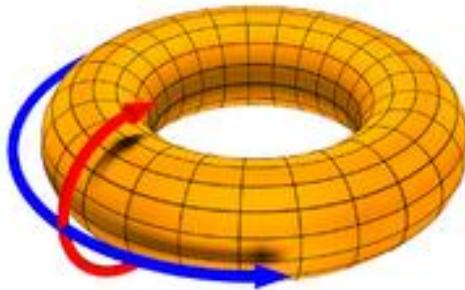
Jedinica za mjerjenje jakosti magnetskog polja je *Tesla* (T), odnosno nT (*nanoTesla*). Magnetsko polje gustoće toka od 1 T djeluje na naboj od 1 C koji se giba okomito na silnice polja brzinom od 1 m/s silom od 1 N.



Slika 2. Glavno magnetsko polje (smsc.cnes.fr/OVH/)

Niti jedna teorija ne može u potpunosti objasniti sve pojedinosti *glavnog magnetskog polja Zemlje* (slika 2), ali općenito se smatra da je dinamo teorija jedina koja daje

razumna objašnjenja. Po njoj samouzbudni dinamo zajedno s gibanjem vanjske jezgre održava glavno magnetsko polje, koje bi bez te aktivnosti postupno iščeznulo za nekih 10.000 godina. Postoji nekoliko modela za objašnjenje procesa koji su potrebni za generiranje energije dostaune za održavanje glavnog magnetskog polja. Spomenut ćemo model povezan s hlađenjem unutrašnjosti Zemlje. Prema njemu, željezom bogata kruta unutrašnja jezgra zbog općeg hlađenja Zemlje postupno raste na račun skrućivanja težih sastojaka pri dnu vanjske jezgre. Kod tog procesa lakši se ostatak uzdiže zbog čega dolazi do gibanja u vanjskoj jezgri. Rotacija Zemlje uzrokuje zakretne momente tom gibanju, te se stvaraju konvekcijska gibanja. Ona pak uzrokuju električnu struju čiji je tok oblika prstenaste zavojnice. Ta struja stvara toroidalno magnetsko polje prstenastog oblika koje ne djeluje izvan jezgre. Međusobnim djelovanjem gibanja tvari i tog prstenastog polja dio energije polja prelazi u sekundarno dipolno poloidalno magnetsko polje (crveno na donjoj slici) koje prodire kroz plastičnu koru Zemlje i dostupno je mjerenu.



*Poloidalna (crveno) i toroidalna komponenta polja
(http://en.wikipedia.org/wiki/Toroidal_and_poloidal)*

Magnetsko polje kore

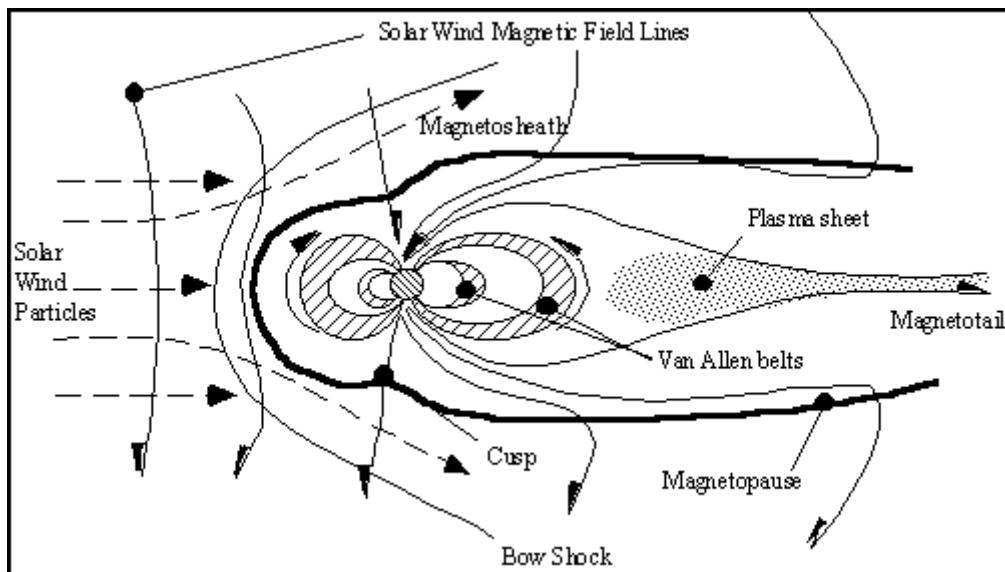
To je polje relativno slabo, a sastoji se od dva dijela. Jedan dio potječe od magnetičnih stijena Zemljine kore a drugi uzrokuju električne struje u kori. Prvi dio obično se naziva magnetske anomalije i na osnovi prostornog rasporeda njihovih iznosa zaključuje se o magnetičnosti stijena i njihovoj rasprostanjenosti i zastupljenosti u kori.

Vanjsko magnetsko polje

Vanjsko magnetsko polje Zemlje uvijek je prisutno i vremenski je vrlo promjenljivo. Njega uzrokuju električne struje koje teku unutar raznih slojeva atmosfere. Prostor od Zemljine površine do oko 50 km visine (donja atmosfera) ne utječe na generiranje magnetskog polja. Iznad te visine, dakle u *ionosferi* moguće je tok vrlo jakih struja. Te struje uzrokuju samo dio vanjskog magnetskog polja. Nakon prijelaznog sloja u visini koja varira između 800 do 3000 km s obzirom na dobu dana (noć – dan) i godišnje doba, počinje *protonosfera* ili *plazmasfera*. Plazmasfera služi kao spremište plazme, pri čemu u toku dana preuzima dio slabo ionizirane plazme ionosfere a vraća je natrag noću. Općenito, do gornje granice Zemljinog magnetskog polja postoje električne struje u prostoru koje doprinose posredno ili neposredno njegovom magnetskom polju. (*Te električne struje nastaju zbog međudjelovanja Sunca i Zemlje!*)

Kada bi Zemlja bila sama u svemiru njezino bi se magnetsko polje protezalo u beskonačnost. Međutim, kako Sunčeva aktivnost utječe na magnetsko polje,

djelovanje Zemljinog magnetskog polja ograničeno je na prostor koji se naziva *magnetosfera* (slika 3).



Slika 3
(http://geoinfoamu.edu.pl/wpk/pe/a/harbbook/c_xiv/Image415.gif)

Jedna od brojnih pojava vezanih uz Sunčevu aktivnost je *Sunčev vjetar*. To je stalni, vremenski promjenjivi tok elektrona i protona koji teče s čitave površine Sunca velikom brzinom na sve strane. Sunčev vjetar produljuje magnetsko polje Sunca u međuplanetarni prostor. Pri sudaru Sunčevog vjetra sa Zemljinim magnetskim poljem dolazi do potiskivanja tog polja na strani prema Suncu i njegovog produljenja (magnetski rep) na suprotnoj strani. Zbog supersonične brzine Sunčevog vjetra (od oko 450 km/s) pred Zemljom se na strani okrenutoj Suncu oblikuje udarni val, sličan valu što nastaje kad se kroz zrak giba metak.

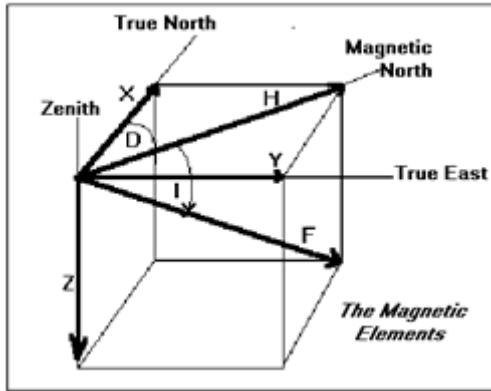
Međudjelovanje Sunčevog vjetra i magnetosfere osnovni je generator energije za održavanje niza pojava koje se odigravaju unutar magnetosfere, od kojih je najimpresivnija *polarna svjetlost* (aurora borealis).

Opažanje Zemljinog magnetskog polja

Zemlja kao magnetski dipol ima magnetske polove koji se nalaze u blizini geografskih polova. Za određivanje predznaka polova kod standardnih magneta koristi se magnetizam Zemlje. Onaj pol koji kod magnetske igle kompasa pokazuje prema geografskom sjeveru je pozitivan, a onaj koji pokazuje prema jugu je negativan. Prema tome, sjeverni magnetski pol Zemlje je negativan (u njega silnice ulaze) a južni pol je pozitivan (silnice iz njega izlaze).

Jakost magnetskog polja Zemlje naziva se *totalni intenzitet* i numerički je jednak sili kojom magnetsko polje Zemlje djeluje na pozitivan magnetski pol jakosti 1. Totalni intenzitet rastavlja se u komponente u prostornom pravokutnom koordinatnom sustavu (slika 4). Os x tog koordinatnog sustava je horizontalna i u

ravnini geografskog meridijana mjestu (+ prema N), os y je horizontalna i okomita na geografski meridijan (+prema E), a os z je vertikalna (+ prema dolje).



Slika 4

Na slici je prikazan totalni intenzitet T (na slici označen s F) rastavljen u komponente (X, Y, Z). Komponenta u horizontalnoj ravnini označena je s H , i naziva se *horizontalni intenzitet* (predstavlja jakost i smjer geomagnetskog polja u horizontalnoj ravnini). Vertikalna komponenta Z zove se *vertikalni intenzitet* i predstavlja jakost geomagnetskog polja u smjeru vertikale na dotičnom mjestu.

Spomenute komponente su *geomagnetski elementi*. U geomagnetske elemente ubrajamo još i dva kuta: to su *magnetska deklinacija* D i *inklinacija* I . Sa slike je vidljivo da magnetska deklinacija određuje smjer horizontalnog intenziteta u odnosu prema geografskom meridijanu. Inklinacija određuje smjer totalnog intenziteta u ravnini magnetskog meridijana u odnosu prema horizontalnoj ravnini.

Budući da kod Zemlje postoje magnetski polovi, analogno geografskim meridijanima mogu se definirati i magnetski meridijani. Magnetska deklinacija može se definirati i kao kut između geografskog i magnetskog meridijana, odnosno kao kut između smjera prema geografskom i magnetskom sjeveru. Ona se broji od geografskog sjevera pozitivno preko istoka od $0^\circ - 360^\circ$. Ako je veća od 180° uobičajeno je izraziti je nadopunom do 360° i označiti je kao zapadnu, odn. negativnu, jer se u tom slučaju broji suprotno (preko zapada). Inklinacija se broji od horizontalne ravnine prema dolje od $0^\circ - 90^\circ$ i to ako pozitivni pol magneta pokazuje prema dolje inklinacija je pozitivna (+) a ako negativni inklinacija je negativna (-). Relacije koje povezuju totalni intenzitet i geomagnetske elemente su:

$$X = T \cdot \cos I \cdot \cos D$$

$$Y = T \cdot \cos I \cdot \sin D$$

$$Z = T \cdot \sin I$$

$$H = T \cdot \cos I$$

$$X = H \cdot \cos D$$

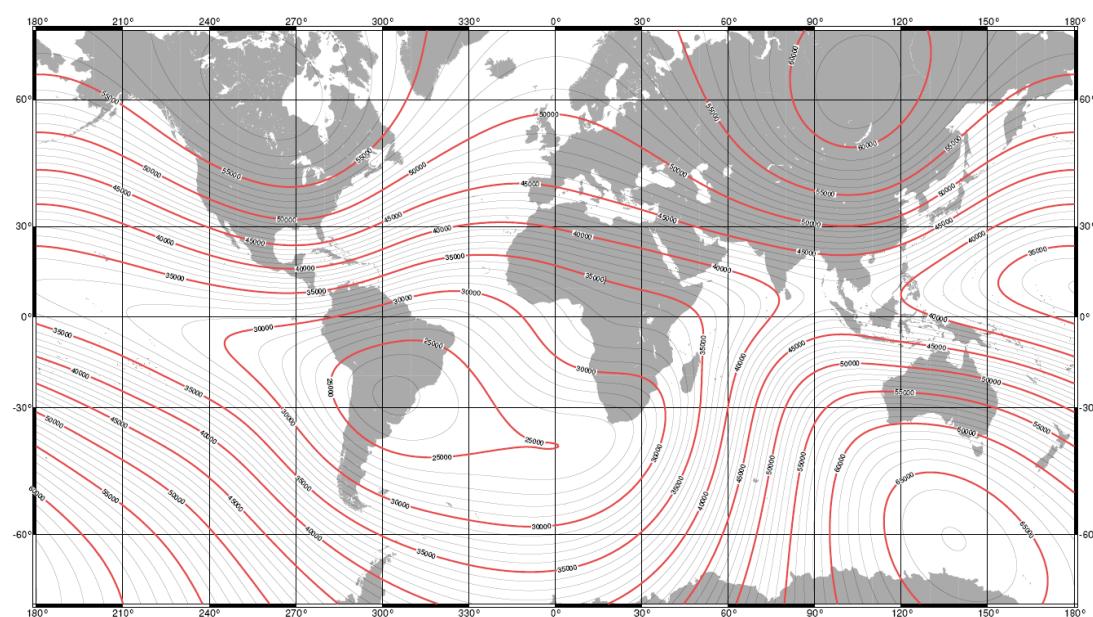
$$Y = H \cdot \sin D$$

$$T = \sqrt{H^2 + Z^2}$$

Iz gornjih je relacija vidljivo da je za određivanje totalnog intenziteta potrebno poznavati najmanje tri geomagnetska elementa. Veličine T, H, X, Y i Z izražavaju se u nT, a D i I u stupnjevima ili radijanima.

Iznosi jakosti glavnog magnetskog polja (Slika 5) variraju od 24000 do više od 62000 nT, dok je prosječna vrijednost intenziteta polja kore svega 200 nT (samo ponegdje lokalno prelazi 1000 nT).

Valja još napomenuti da je zbog prostornih razlika magnetskog polja Zemlje potrebno njegove elemente određivati na raznim mjestima. Kako je magnetsko polje Zemlje vremenski promjenljivo, da bismo mogli te podatke uspoređivati, tj. da bi dobili njihovu sinoptičku sliku, moramo sva mjerena na pojedinim točkama svesti na isti vremenski moment ili *epochu*. Nanesu li se na geografsku kartu izmjerene vrijednosti elemenata magnetskog polja Zemlje za svaku točku, svedene na istu epohu, dobiva se karta geomagnetskih elemenata. Linije što spajaju mjesta s jednakim vrijednostima magnetske deklinacije zovu se *izogone*. *Izokline* spajaju mjesta jednakih vrijednosti magnetske deklinacije.



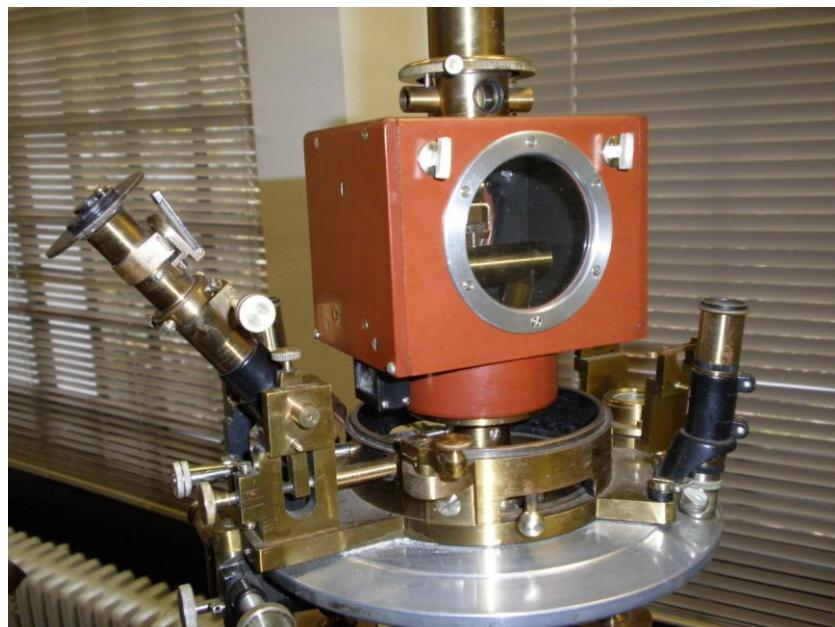
Slika 5. Totalni intenzitet glavnog magnetskog polja (Epoha 2005.0) (www.gps.caltech.edu/~jstock/MagneticFieldMapsCompleteShrunk.pdf)

Magnetsko polje Zemlje podvrgnuto je neprekidnim promjenama. Vremenske promjene momentalnih vrijednosti elemenata magnetskog polja Zemlje uočljive su neposredno na magnetogramima. Promjena elemenata u toku dana naziva se *dnevna varijacija* tog elementa. Postoje varijacije intenziteta magnetskog polja Zemlje različitog trajanja i one ovise o geografskoj širini, godišnjem dobu i 11-godišnjem periodu Sunčevih pjega.

Dosadašnja mjerena prostorne raspodjele geomagnetskih elemenata kao i njihove vremenske promjene ukazuju da magnetski moment Zemlje polagano opada. Ta promjena uzrokuje na svim mjestima posebnu varijaciju koja se zbog svog polaganog hoda zove *sekularna varijacija* magnetskog polja Zemlje. Posljedice sekularne varijacije su promjene položaja izolinija na kartama geomagnetskih elemenata i promjene položaja magnetskih polova Zemlje.

Instrumenti

Instrumenti s kojima se mjeri magnetsko polje Zemlje općenito se dijele na absolutne i relativne, te variometre. S prve dvije vrste mjere se elementi magnetskog polja Zemlje. Apsolutno se mogu mjeriti magnetska deklinacija, inklinacija i horizontalni intenzitet. Variometri registriraju vremenske promjene magnetskog polja, ali ne i podatke o iznosima elemenata. Klasični instrumenti za mjerjenje D i H su klasični magnetometar i geomagnetski teodolit, a za mjerjenje I služi geomagnetski induktor (kraće geoinduktor). Danas se mjerena izvode pomoću protonskog precesijskog magnetometra (to je apsolutni instrument).



Magnetski teodolit koji je nabavio A. Mohorovičić 1915. godine (nalazi se u Memorijalnoj sobi A. Mohorovičića na Geofizičkom odsjeku PMF-a)



Protonski magnetometar
(<http://english.orangelamp.com.cn/Default.aspx?tabid=1729>)