

SEIZMOLOGIJA I ISTRAŽIVANJE UNUTRAŠNJOSTI ZEMLJE

Snježana Markušić

Geofizički odsjek, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb

Pregled razvoja seizmologije

Seizmologija je znanost koja se bavi istraživanjem potresa i svih njegovih posljedica. Želimo li u razvoju znanosti postavljati vremensku granicu koja označuje prijelaz u novo razdoblje poimanja kvalitetnijeg negoli je bilo u prethodnome, onda u istraživanju potresa moramo uočiti dvije takve prekretnice: do prve je došlo sredinom 18. stoljeća, a do druge na prijelazu 19. u 20. stoljeće.

Sve do katastrofalnog lisabonskog potresa 1755. godine predodžbe o potresima bile su plod ljudske fantastike, a ne posljedica neposrednog opažanja. Najranije poznate ideje povezuju se s mitološkim predodžbama o načinu na koji je poduprta Zemlja u prostoru Sunca, Mjeseca i zvijezda. Daljnji korak u tumačenjima potresa jesu nastojanja da se njihovi uzroci odvoje od mitova, pri čemu presudno značenje ima pojava Aristotela (384-322. g. pr. n. e.), najutjecajnijeg grčkog filozofa. Zadržavši se na ideji o četiri osnovna elementa prirode (zemlja, voda, zrak, vatra), on je mehanizam potresa sveo na utjecaj jednog od njih, na zrak koji je sabijen u unutrašnjosti Zemlje. Po njemu taj zrak može snažno izbiti i pri tome izazvati potrese. Međutim, lisabonski potres koji je 1. studenoga 1755. uzdrmao tlo Portugala, Španjolske, Maroka i Alžira je uzdrmao i temelje Aristotelove teorije o potresima.

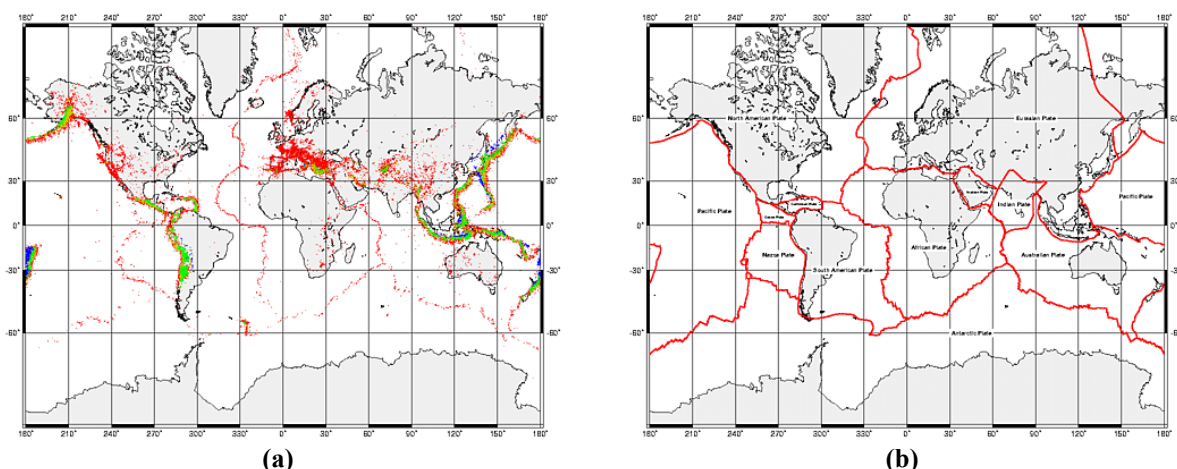
U razdoblju od lisabonskog potresa pa do prijelaza 19. u 20. stoljeće seizmologija je doživjela znatan razvoj. To je doba sustavnog prikupljanja podataka o potresima, razrade teorijskih osnova o rasprostiranju valova potresa i nastojanju da se izradi instrument za određivanje gibanja tla za vrijeme potresa (= seizmograf). Također je uočeno je da Zemlja nije svuda jednako seizmički aktivna, te da intenzitet potresa na nekom mjestu ne ovisi samo o udaljenosti tog mjesta od epicentra potresa, nego i o vrsti tla na tom mjestu. Tako su i oštećenja zgrada sagrađenih na rahlom tlu (uz ostale jednake uvjete) općenito bila veća nego na zgradama s temeljima na kompaktnoj stijeni.

U razvoju seizmologije u 20. stoljeću zaokružuju se sva dotadašnja saznanja u jednu opću predodžbu o pojavi potresa. Spoznalo se da istraživanje potresa zahtjeva neprekidan rad velike mreže seizmografa i neposrednu suradnju svih zemalja. Tako se nastojalo ujednačiti primjene različitih seizmičkih postupaka, povećati broj seizmičkih postaja, poboljšati kvalitetu seizmografa i postići sustavnu međunarodnu izmenu podataka i dostignuća.

Seizmičnost i izvori potresa

Pod **seizmičnošću** (= seizmička aktivnost) podrazumijevamo prostornu razdiobu potresa u ovisnosti o njihovoj jakosti. Globalna razdioba potresa je prikazana na slici 1a. Možemo vidjeti, kao što je već i ranije navedeno, da Zemlja nije svuda jednako seizmički aktivna, te da se potresi uglavnom dešavaju duž točno određenih linija koje definiraju granice tektonskih ploča (slika 1b.). Pa tako već samo iz prikaza globalne razdiobe potresa možemo zaključiti da su oni povezani s aktivnom tektonikom ploča. Područja na kojima se potresi često događaju nazivamo **seizmička** ili **seizmički aktivna** područja. Područja pak u kojima su potresi vrlo rijetki ili se uopće ne događaju nazivamo **aseizmičkim**. Iz prikaza globalne razdiobe potresa možemo vidjeti da je najveći dio kontinenata i oceana aseizmičan. Najveći broj potresa, a i najjači potresi vezani su uz dva vrlo uska seizmička područja. Prvi je **cirkumpacifički** seizmički pojas ("The Ring of Fire") na kojeg otpada oko 77% ukupne svjetske seizmičnosti. Taj pojas se proteže uz obale Tihog oceana. Drugi je **mediteransko-azijski** seizmički pojas

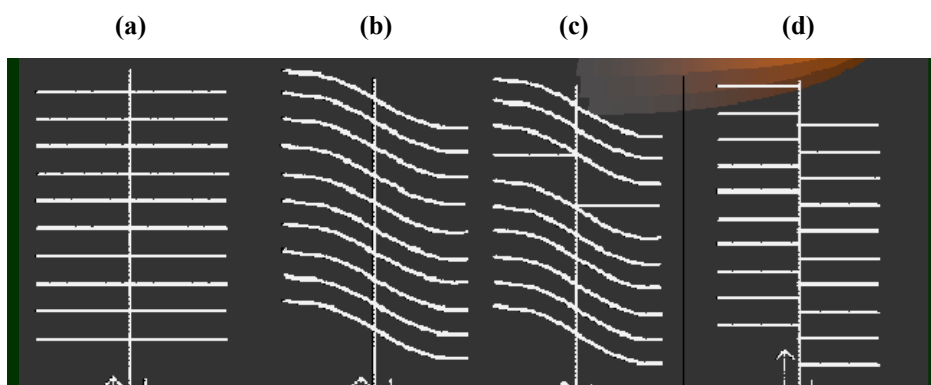
koji obuhvaća oko 18% svjetske seizmičnosti. Proteže se od Kanarskih otoka preko Sredozemlja prema Himalajima, gdje zavija prema jugu preko Sumatre i Jave do Tihog oceana.



Slika 1. Globalna razdioba epicentara potresa (a) i granice glavnih tektonskih ploča (b).

Sam potres je jedna od najneugodnijih prirodnih pojava za čovjeka, a koja se očituje u ljuljanju tla, pri čemu čovjek osjeti da mu prestaje stabilnost uporišta, ili u snažnim trzajima Zemljine kore koji mogu razoriti gotovo sve ljudske tvorevine u određenom području. Kod potresa dolazi do naglog oslobađanja energije u unutrašnjosti Zemlje. Prema uzroku nastajanja i izvoru energije potrese dijelimo na tektonske, vulkanske i urušne. Izvor **tektonskih potresa** su elastičke napetosti u Zemljinoj kori. Potres nastaje onda kada te elastičke napetosti prijeđu granicu elastičnosti materije, pri čemu dolazi do naglog oslobađanja akumulirane elastičke energije. Na tektonske potrese otpada 90% svih potresa. Izvor **vulkanskih potresa** je naglo oslobađanje termokemijske energije iz magme i to kad ona prodire na površinu. No pri tome (erupcija vulkana) samo se malen dio ukupne energije pretvori u mehaničku energiju elastičkih valova. Glavni dio te energije je potreban za dizanje masa iz unutrašnjosti ili pak prijeđe u atmosferu. Prema tome vulkanski potresi nisu snažni, a pomaci tla su im reda veličine onih kod velikih eksplozija. Na vulkanske potrese otpada 7% svih potresa. **Urušni potresi** nastaju prilikom urušavanja šupljina u Zemljinoj kori, koje nastaju djelovanjem vode na materije topive u vodi. Izvor energije im potječe od polja sile teže, tako da kod urušavanja naglo opadne potencijalna energija postojeće raspodjele masa. Energija tih potresa je jako mala i analogna oslobođenoj energiji kod pada meteorita. Na urušne potrese otpada 3% svih potresa.

Pod pojmom mehanizam potresa podrazumjevamo orijentaciju rasjeda, polja pomaka i oslobođene napetosti, kao i dinamičke procese generiranja seizmičkih valova. **Žarište potresa (hipocentar)** je točka u Zemljinoj unutrašnjosti iz koje se na sve strane šire elastički valovi. **Epicentar** je projekcija žarišta na Zemljinu površinu. Usporedba geodetskih mjerenja u Kaliforniji prije i poslije velikog potresa u San Franciscu (18. travnja 1906.) omogućila je H. F. Reidu da 1910. iznese svoju teoriju o nastanku potresa, nazvanu **teorija elastičkog odraza**. Slijed događaja koji opisuju tu teoriju dani su na slici 2. Prema Reidu je relativno pomicanje stijena uzrokovano povećanjem napetosti, pri čemu prvotno ravne linije (a) prelaze u zakrivljene (b). Kada napetosti premaše čvrstoću stijene tada ona puca u malenu području rasjeda (c), ali se lom trenutno proširi i na veći dio rasjeda (d). Dakle, u posljednjoj fazi, uskladištena elastička energija okolnih stijena biva pretvorena u elastičku valnu energiju koja se širi na sve strane u obliku seizmičkih valova.



Slika 2. Osnove Reidove teorije elastičkog odraza.

Metode istraživanja potresa

Postoje dvije metode istraživanja potresa, **makroseizmička** i **mikroseizmička**. **Makroseizmička metoda** se koristi opisom pojava na površini Zemlje koje su primjećene za vrijeme trajanja potresa, kao i učincima na površini koji iza potresa trajno ostaju. Makroseizmička istraživanja ograničena su na tzv. **potresno područje** (= područje u kojem su ljudi svojim osjetilima osjetili sam potres i gdje potres ostavlja vidljive tragove na površini Zemlje). Da bi se mogla odrediti prostorna raspodjela intenziteta trešnje tla od potresa postoji nekoliko empirijskih skala ili ljestvica. U njima su učinci i efekti samog potresa razvrstani u klase koje definiraju stupnjeve intenziteta trešnje tla. U Europi se danas koristi MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg) ljestvica ili u novije vrijeme njena modifikacija MSK (Mercalli-Sponhauer-Karnik) ljestvica. Obje ljestvice imaju po 12 stupnjeva. Intenziteti trešnje tla za pojedini potres, nakon što se odrede, se unesu u geografsku kartu, a mjesta jednakih intenziteta se spoje linijama koje se zovu **izoseiste**. Izoseista najvećeg intenziteta zove se **pleistoseista**, a područje koje ona omeđuje zove se **pleistoseističko područje**. Dakle, mjera jakosti potresa kod makroseizmičke metode je intenzitet potresa (I) na pojedinom mjestu izražen u stupnjevima neke od empirijskih ljestvica. **Mikroseizmička metoda** u analizi potresa koristi se podacima instrumenata – **seizmografa**. Naime, na većim udaljenostima od epicentra potres se (pogotovo ako je slabiji) ne može primjetiti ljudskim osjetilima, niti ne uzrokuje vidljive pomake tla. Tamo se pomaci tla mogu utvrditi samo pomoću seizmografa. Za određivanje svih parametara koji definiraju neki potres (vrijeme nastanka potresa **H** – hipocentralno vrijeme, geografske koordinate epicentra: ϕ i λ , dubina hipocentra **h**, magnituda potresa **M** – mjera jačine potresa, kao i mnogi drugi) potrebno je raspolagati sa zapisima potresa na seizmološkim postajama. Da bi odredili veličine: H , ϕ , λ i h , potrebno je raspolagati sa zapisima potresa na barem tri seizmološke postaje. Magnituda pak potresa, koja je mjera jakosti potresa i proporcionalna je oslobođenoj energiji u žarištu, određuje se za svaku seizmološku postaju posebno. Dakle, mjera jakosti potresa kod mikroseizmičke metode je magnituda potresa (M).

Kako bi pak veličine I i M , dobivene različitim metodama, a koje se odnose na jakost istog potresa, bile usporedive moguće je izvesti empirijsku relaciju koja ih povezuje. Tako je za područje Hrvatske takva relacija izvedena i glasi:

$$M = 0.721 \cdot I_{\max} + 1.283 \cdot \log h - 1.13$$

gdje je h dubina žarišta, a $I_{\max}$ maksimalni opaženi intenzitet za dati potres.

Seizmički valovi

Sve naše direktne informacije o unutrašnjosti Zemlje dobivene su na osnovi promatranja (i istraživanja) rasprostiranja elastičkih valova uzrokovanih potresima. Kod širenja valova potresa titraju čestice Zemlje, a budući da su one povezane elastičkim silama, valovi potresa su elastički valovi. Postoji nekoliko različitih vrsta seizmičkih valova, pri prolazu kojih čestice titraju na različite načine. Dva glavna tipa su **prostorni** i **površinski** valovi. Potresi zrače seizmičku energiju i u vidu prostornih i površinskih valova.

Prostorni valovi su elastički valovi koji se šire kroz unutrašnjost Zemlje na sve strane od hipocentra potresa. Ako je brzina kojom se ti valovi šire konstantna, tada će u bilo kojem trenutku oni oblikovati sfere oko žarišta, čiji radijusi će ovisiti o vremenu koje je proteklo od nastanka potresa. Sami prostorni valovi su karakterizirani kratkim valnim duljinama i visokim frekvencijama (→ mali periodi). možemo ih podijeliti u dvije klase: **P-valove** i **S-valove**. **P-valove** još nazivamo i longitudinalni. Šire se sredstvom brže od ostalih tipova valova. Pri prolazu pobuđuju čestice sredstva na titranje u smjeru širenja vala, pa se tako pojavljuju naizmjenice područja dilatacije i kompresije (slika 3.). P-valovi su analogni zvučnim valovima koji se šire kroz zrak. Brzina širenja elastičkih valova ovisi o gustoći i elastičkim svojstvima sredstva kroz koje val prolazi, a koja su pak karakterizirana elastičkim konstantama. Tako će se u homogenom, izotropnom elastičkom sredstvu P-val širiti brzinom α , čiji je izraz:

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

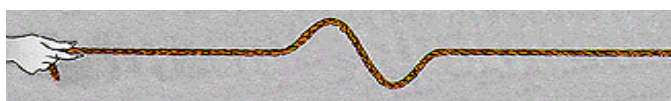
gdje je ρ gustoća sredstva, a λ i μ Laméove konstante elasticiteta.



Slika 3. Prikaz rasprostiranja longitudinalnog vala.

S-valove nazivamo još i transverzalni valovi. Čestice sredstva pri prolazu S-vala titraju u smjeru okomitom na smjer rasprostiranja vala (slika 4.). S-valovi se ne šire kroz fluide. Njihova brzina β u homogenom, izotropnom elastičkom sredstvu dana je izrazom:

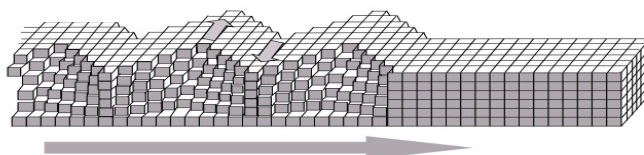
$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$



Slika 4. Prikaz rasprostiranja transverznog vala.

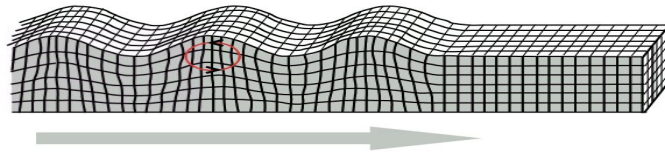
Površinski valovi su valovi koji se šire duž površine Zemlje. Njihove amplitude na površini Zemlje mogu biti jako velike, ali opadaju eksponencijalno s dubinom. Rasprostiru se brzinom manjom od β (= brzina rasprostiranja S-valova). Karakterizirani su velikim valnim duljinama i malim frekvencijama (→ veliki periodi). Kao i kod prostornih valova postoje dvije klase površinskih valova: **Love-ovi** i **Rayleigh-ovi valovi**. Razlikujemo ih po tome što uzrokuju različite tipove gibanja čestica.

Love-ovi valovi su tako nazvani po britanskom matematičaru A.E.H. Love-u koji je napravio 1911. matematički model tog tipa valova. Oni su brži površinski valovi. To su transverzalni valovi (slika 5.) koji se javljaju u sredstvu koje se sastoji od (barem!) jednog sloja iznad poluprostora. Brzina rasprostiranja im ovisi o duljini vala.



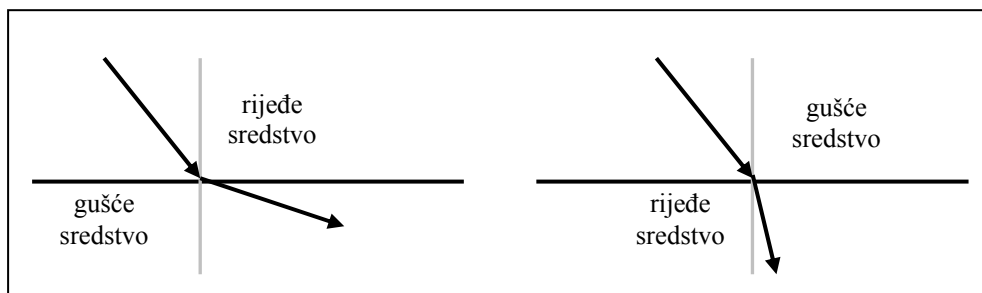
Slika 5. Prikaz titranja čestica prilikom prolaza Love-ova vala.

Rayleigh-evi valovi su nazvani po Lordu Rayleigh-u koji je 1885. matematički predvidio postojanje takve vrste valova. Ti valovi predstavljaju kombinaciju longitudinalnih i transverzalnih valova, tako da čestice kod titranja izvode gibanja po elipsi (slika 6.). Velika os elipse je okomita na površinu Zemlje i smjer širenja, a mala os je u smjeru širenja tog vala.



Slika 6. Prikaz titranja čestica prilikom prolaza Rayleigh-eva vala.

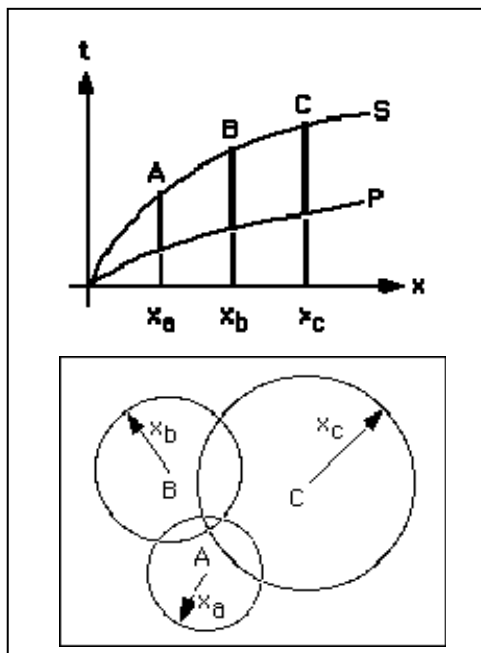
Od hipocentra potresa šire se valovi potresa na sve strane. Kad bi Zemlja bila svuda istog sastava, tada bi zrake tih valova bile pravci. No nailaze li valovi potresa na svom putu na sredstva u kojima su brzine rasprostiranja različite, tada se zrake valova na granicama između tih sredstava (= plohe diskontinuiteta) lome. Ako prelaze u sredstvo s manjom brzinom rasprostiranja lome se k okomici na plohi diskontinuiteta, a ako prelaze u sredstvo u kojem je brzina rasprostiranja veća, od okomice (slika 7.). Ako granice među sredstvima nisu oštro određene i ako promjene brzina rasprostiranja valova u njima nisu velike, tada će zrake valova biti zakrivljene. Na seizmogramima osim navedenih tipova prostornih i površinskih valova vidimo i razne njihove refleksije - faze tih valova.



Slika 7. Prikaz loma vala na granici sredstava različite gustoće.

Hodokrone su krivulje koje pokazuju ovisnost između epicentralne udaljenosti (= udaljenost između epicentra i seizmološke postaje) i vremena putovanja pojedinih valova. Konstruiraju se tako da se na os apscise nanese epicentralne udaljenosti, a na os ordinate vremena putovanja valova. Pomoću hodokrona možemo na osnovu zapisa seizmograma odrediti epicentralnu udaljenost potresa, te epicentar potresa, ali za tu svrhu potrebno je raspolagati s zapisima potresa na barem tri seizmološke postaje. Najprije za postaje odredimo pripadne epicentralne udaljenosti, koje će definirati radijuse opisanih kružnica oko svake od postaja. Epicentar potresa će se tada nalaziti u sjecištu tih kružnica (slika 8.). Ako pak imamo zapise potresa na više od 3 postaje, tada ćemo lokaciju epicentra potresa dobiti složenijim matematičkim postupcima. Pored položaja epicentra, potrebno je odrediti i dubinu hipocentra,

te hipocentralno vrijeme. To je moguće uporabom kompliciranih kompjuterskih programa koji koriste podatke analiza seizmograma svih seizmoloških postaja koji su nam dostupni, a koji se objavljuju mjesečno u seizmološkim biltenima.



Slika 8. Određivanje epicentra potresa na osnovi njegova zapisa na tri seizmološke postaje.

Magnituda potresa

Američki seizmolog Charles F. Richter je 1935. godine predložio matematički egzaktna način određivanja jakosti potresa uvođenjem pojma **magnituda potresa M** (po njemu je kasnije ta veličina nazvana Richterova magnituda). Richter je proučavajući zapise potresa na seizmogramima zaključio da jakost nekog potresa mora biti proporcionalna maksimalnoj amplitudi A očitanoj sa zapisa tog potresa na seizmogramu, kao i njegovoj epicentralnoj udaljenosti Δ . Tako se došlo do sljedeće relacije za magnitudu potresa:

$$M = \log A + f(\Delta) + c$$

gdje je A maksimalna amplituda izražena u μm , $f(\Delta)$ je funkcija epicentralne udaljenosti izražene u stupnjevima ($1^\circ = 111.12 \text{ km}$), a c je konstanta. Empirijska relacija za magnitudu se izvodi za svaku seizmološku postaju, pa tako je tako za seizmološku postaju Zagreb izvedena relacija sljedećeg oblika:

$$M = \log A + 1.449 \log \Delta + 2.554.$$

Iz samih relacija lako je vidjeti da će magnituda biti decimalni broj. Zbog logaritamske baze same relacije, porast magnitude za 1 uzrokovat će deseterostruki porast amplitude A . S obzirom da je magnituda potresa veličina koja je direktno povezana s količinom oslobođene energije E u hipocentru potresa, njihova veza je dana ovim izrazom:

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

Vidimo da pri porastu magnitude za 1, količina oslobođene energije u hipocentru potresa poraste 31 put.

Proučavajući efekte potresa i iznose njihovih magnituda, ustanovljeno je da najslabiji potresi koji se mogu osjetiti imaju magnitudu $M = 1.5$. Slabi lokalni potresi, koji se mogu osjetiti u području približno 20 km oko epicentra su magnitude $M = 3$. Kod magnitude $M = 4.5$, nastaju u epicentru i bližoj okolini štete na građevinama; $M = 6$ odgovara razornom potresu, a najjači potres instrumentalno zapisan bio je magnitude $M = 8.9$.

Istraživanja unutrašnjosti Zemlje

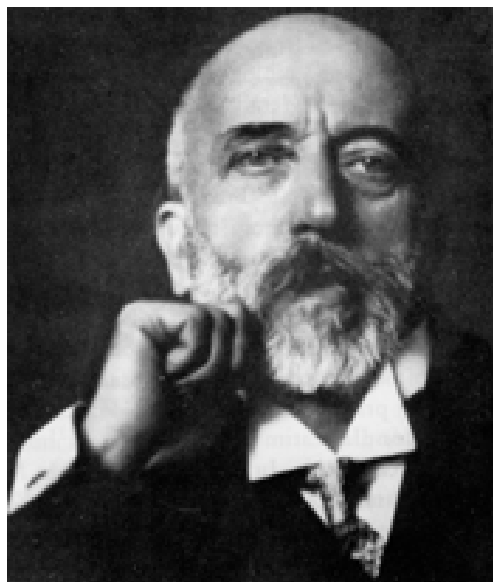
Unutrašnjost Zemlje oduvijek je zanimala čovjeka. U nemogućnosti da potpunije istraži Zemlju, čovjek je u mašti razvijao predodžbe o tome kako je ona ili jako užarena ili pak puna blistavih šupljina. Razumljivo je stoga oduševljenje kad se uočilo koliko mnogo podataka o Zemljinoj unutrašnjosti valovi potresa donose na površinu. Možemo reći da valovi potresa u fizici Zemlje imaju sličnu ulogu kao rentgenske zrake u medicini. Ispitivanje unutrašnjosti Zemlje pomoću valova potresa je složeno, i zbog mnoštva podataka koji se takvim osluškivanjem potresa dobiju, i zbog veličine Zemlje. Jedan od glavnih zadataka u tom istraživanju bilo je određivanje brzina prostornih valova potresa.

Osnovni podaci za određivanje brzina su vrijeme koje je potrebno da val doputuje od hipocentra do svakog pojedinog seizmografa i duljina zrake vala. Vrlo brzo se ustanovilo da to vrijeme ovisi o epicentralnoj udaljenosti na kojoj val izbije na površinu Zemlje. Dakle, vidimo da se iz hodokrona, koje se konstruiraju na osnovu zapisa seizmografa, mogu izvoditi zaključci o strukturi unutrašnjosti Zemlje.

Na osnovi hodokrona J. Milne je 1903. godine zaključio da Zemlja nije homogena i da u njoj treba razlikovati dio uz površinu od dijela ispod njega. I prije se naslućivalo da Zemlja ima koru i jezgru, ali su ocjene debljine kore varirale u širokom rasponu veličina, i do 1400 km. Milne je zaključio da je debljina kore oko 1/100 polumjera Zemlje.

Sva zapažanja upućivala su na to da se Zemlja sastoji od tri osnovna dijela: kore i plašta u krutom agregatnom stanju i središnje tekuće ili plinovite jezgre koja spriječava prolaz transverzalnom valu. Međutim, njihova fizikalna svojstva, npr. gustoća, elastičnost, brzine valova potresa u tim dijelovima, su ostala prilično najasna.

Konačno, snažan potres od 8. listopada 1909. godine, s epicentrom jugoistočno od Zagreba u dolini Kupe (pokupski potres), dao je dovoljno podataka da se postupak unaprijedi.



Slika 9. *Andrija Mohorovičić
oko 1930. godine.*

Upravo taj potres potaknuo je Andriju Mohorovičića (1857-1936), istaknutog hrvatskog znanstvenika iz područja seizmologije i meteorologije (slika 9.), da dublje zaviri u mehanizam potresa i pokuša odgovoriti na neka pitanja o rasprostiranju potresnih valova. Sve do Mohorovičića seizmolozi su za ta istraživanja nastojali primjeniti zapise seizmografa čije su epicentralne udaljenosti bile veće od 10° (oko 1110 km), dok je on prvi primijenio podatke bližih stanica. Zahvaljujući tome uspio je prikupiti zapise pokupskog potresa svih europskih seizmoloških postaja. Kad je, međutim, htio na osnovi dotadašnjih postupaka objasniti te zapise, naišao je na neke nelogičnosti. Proučavajući zapise navedenog potresa na postajama raznih epicentralnih udaljenosti, uočio je da na postaje udaljene od epicentra do 240

km dolaze samo jedan longitudinalni i transverzalni val, a na postaje udaljene 240-720 km po dva longitudinalna i dva transverzalna vala. Na osnovi preciznih hodokrona koje je izradio zaključio je sljedeće:

- longitudinalni val $\bar{P}$ dolazi do svih postaja čija je udaljenost od epicentra manja od 720 km, dok se na postajama koje su dalje od 720 km taj val ne pojavljuje;
- longitudinalni val P_n dolazi samo do postaja koje se nalaze na epicentralnim udaljenostima većim od 240 km.

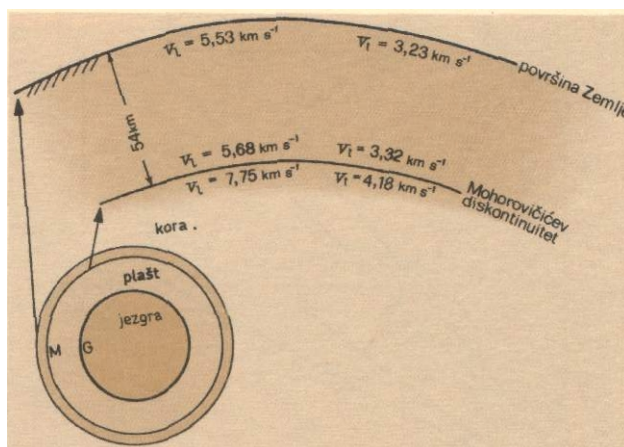
Iz činjenice da ne mogu postojati dvije vrste longitudinalnih valova, koji bi se kroz Zemlju širili različitim brzinama, Mohorovičić je zaključio da valovi $\bar{P}$ i P_n dolaze do postaje **različitim stazama**. To je moguće samo ako brzina raste kontinuirano s dubinom **do** neke dubine gdje dolazi do **naglog** (diskontinuiranog) porasta brzine. Dubinu na kojoj dolazi do naglog porasta brzine nazivamo **ploha diskontinuiteta**. Dakle, zrake vala su do plohe diskontinuiteta glatke krivulje. One zrake koje dolaze do plohe diskontinuiteta se na njoj lome, te dolazi do promjene njihovog smjera, a u sloju ispod diskontinuiteta se šire znatno **većom** brzinom. Prema tome na postaje ne dolaze dva različita longitudinalna vala, nego dvije **faze** istog vala. One se razlikuju samo po tome, što do postaja putuju različitim stazama, zbog čega nastaje vremenska razlika u trajanju njihovog putovanja. Iako je dužina staze P_n faze veća od $\bar{P}$ faze vala, na postaje epicentralnih udaljenosti većih od 240 km prva će doći P_n faza, zato što je brzina širenja vala kroz sloj ispod plohe diskontinuiteta znatno brža nego iznad njega. Na osnovu dobivenih hodokrona i svega gore navedenoga je A. Mohorovičić odredio brzine valova u kori, dubinu plohe diskontinuiteta, te brzine u donjem sloju neposredno ispod diskontinuiteta.

Mohorovičićev rad kvalitetno je nov korak u seizmologiji, jer se do njegove pojave o Zemljinoj kori manje-više nagađalo, a on je prvi jednoznačno dokazao da ona postoji i iznio jasnu sliku o tom dijelu Zemlje koju su novija istraživanja tek dopunjavala (slika 10.). Zbog velikog značaja Mohorovičićevih otkrića, granična ploha koja odjeljuje koru od plašta nazvana je **Mohorovičićev diskontinuitet** (kraće: Moho), a analitički izraz o porastu brzine s dubinom koji je izveo **Mohorovičićev zakon**.

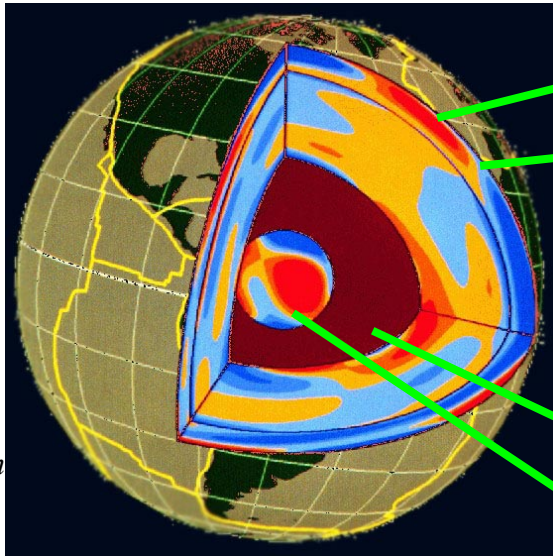
Za određivanje ostalih ploha diskontinuiteta Zemlje bilo je bitno pronaći opći analitički postupak kojim bi se moglo pomoću hodokrone prostornog vala potresa odrediti njegova brzina. To je i učinjeno. Postupak se temelji na rješavanju jednadžbe u kojoj je nepoznanica ovisnost brzine vala o dubini, a odgovarajuća hodokrona je poznata. Postupak je poznat pod nazivom Wiechert-Herglotzov teorem, a može se uz neznatna ograničenja primjeniti za sve točke unutrašnjosti Zemlje. Primjena tog postupka omogućila je B. Gutenbergu da 1912. godine izračuna brzinu vala potresa u plaštu i u Zemljinoj jezgri. Na taj se način dokazalo da Zemlja ima jezgru, a granična ploha u dubini od 2898 km, koja dijeli plašt od jezgre, nazvana je **Gutenbergov diskontinuitet**. Za jezgru je I. Lehmann 1936. godine utvrdila da se sastoji od najmanje dva dijela, od vanjske tekuće i unutrašnje krute jezgre (slika 11.).

Podaci o brzinama valova potresa i položaju ploha diskontinuiteta omogućili su određivanje i drugih veličina unutrašnjosti Zemlje nedostupnih mjerenju.

Iz svega navedenoga vidimo da na osnovi hodokrona, koje su dobivene proučavanjem rasprostiranja zraka valova potresa kroz unutrašnjost Zemlje, smo u mogućnosti odrediti dubine diskontinuiteta, brzine rasprostiranja seizmičkih valova, te ostale fizikalne veličine koje definiraju model Zemlje.



Slika 10. Slika najgornjeg dijela Zemlje prema rezultatima Andrije Mohorovičića.



kora

gornji
plašt

plašt je debljine
oko 2800 km

tekuća vanjska jezgra
(debljine oko 2300 km)

kruta unutrašnja jezgra
(debljine oko 1200 km)

donji
plašt

Slika 11. Osnovna