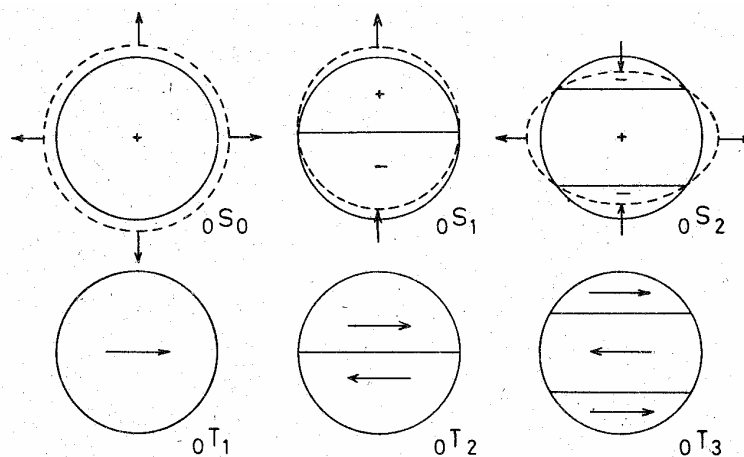


## 2.6 A Föld sajátrezgései

Nagyobb méretű földrengések esetén – a mechanikából jól ismert törvények szerint a rezgő húrokban kialakuló állóhullámokhoz, vagy még inkább a megütött harang rezgéseire hasonlóan – a Földben is kialakulnak különféle állóhullámok. Ezeket az állóhullámokat a Föld *sajátrezgéseinek* vagy *szabadrezgéseinek*, pontosabban az igen hosszú periódusidő miatt találóbban *szabadlengéseknek* nevezzük.

A Föld sajátrezgéseinek két különböző fajtája van: az ún. *gömbi* (sugárirányú) rezgések és a *torziós* (nem sugárirányú) rezgések. A gömbi sajátrezgések a különböző Rayleigh-hullámok interferenciájából, a torziós rezgések pedig a Love-hullámok interferenciájából keletkeznek.

A gömbi rezgéseket  ${}_p S_n^m$ -nel, a torziós rezgéseket viszont  ${}_p T_n^m$ -nel jelöljük – ahol  $p$  a sugármenti,  $n$  és  $m$  pedig az egymásra merőleges gömbi körök menti rezgési csomópontok (pontosabban csomóvonalak) számát jelöli [76]. Ezen gömbi körök menti rezgési csomóvonalak helye az adott epicentrum helyzetének függvénye.



2.34 ábra. A Föld sajátrezgéseinek néhány egyszerű alapesete

A 2.34 ábrán az  $m=0$  feltételezése mellett a szabadrezgések néhány igen egyszerű alapesetét mutatjuk be. Valamely adott időpillanatban a különböző pontok elmozdulásának irányát nyilak jelölik; a kifelé irányuló elmozdulásokat "+" jellel, a befelé irányuló elmozdulásokat "-" jellel különböztettük meg. Igen szemléletes pl. az  ${}_0 S_0$  alapeset: az ún. "ballon"-rezgésmód, amely váltakozva sugárirányú tágulásokból és

összehúzódásokból áll; és a Föld esetében a periódusideje közel 20,5 perc. Az  ${}_0S_1$  alapeset egyszerű translációnak felel meg, így ennek nincs periódusa. Hasonlóan szemléletes az  ${}_0S_2$  alapeset, az ún. "futball-labda"-rezgésmód, amely esetében a Föld először kitágul az egyik irányban és összehúzódik a rá merőleges másik irányban - majd fordítva. Ennek a periódusideje csaknem 54 perc. A  ${}_0T_0$  eset definíció szerint nem létezik; a  ${}_0T_1$  eset pedig egyszerű rotációnak felel meg, így ennek sincs periódusa. A  ${}_0T_2$  alapeset az ún. "twist"-rezgésmód, ennek a periódusideje közel 44 perc; míg a  ${}_0T_3$  rezgésideje kb. 28,5 perc.

A  $p \neq 0$  esetén a Föld felszínén és a Föld belsejében egy időben más (ellentétes) irányú elmozdulások alakítják ki a rezgésképet. Pl. az  ${}_1S_1$  azt jelenti, hogy ha a gömb külseje tágul, akkor a belseje ugyanabban az időben befelé mozdul el. Hasonlóan a  ${}_1T_1$  azt jelenti, hogy a gömb külseje az egyik-, a belseje pedig a másik, ezzel ellentétes irányban fordul el.

A számítások és a megfigyelések szerint az egyes alaprezgéseknek különböző *felharmonikusai* vannak és a magasabb felharmonikusok periódusideje egyre csökken.

A Föld sajátrezgéseit elsősorban hosszú periódusú szeizmográfokkal, dőlésmérőkkel és graviméterekkel regisztrálhatjuk. (A graviméterek csak a gömbi rezgések észlelésére alkalmasak.)

Napjainkban a Föld sajátrezgéseinek vizsgálata új utat nyitott a szeizmológiában, a Föld belső szerkezetének pontosabb meghatározásához.

## 2.7 A Föld belső szerkezete a rengéshullámok alapján

A Föld belső szerkezetének, anyagának, az anyag fizikai állapotának, esetleg kémiai összetételének a megállapítása olyan mélységekben, ahol a közvetlen megfigyelés lehetetlen, rendkívül nehéz feladat. A kézbe vehető kőzetminták legfeljebb 9-10 km mélységből származnak, mivel a jelenlegi fúrési technikával ennél mélyebbre még nem sikerült lehatolni. Geológiai folyamatok – elsősorban a vulkáni kitörések – ennél nagyobb mélységekből is a felszínre juttatnak kőzetanyagot, azonban ezek is legfeljebb a Föld felső köpenyének egy részéből hoznak némi információt. A Föld mélyebb részeinek megfigyelésére csak közvetett úton van lehetőségünk. Ez magyarázza, hogy a Föld belső felépítésére vonatkozóan napjainkig sok felfogás látott napvilágot és, hogy ezek a felfogások több alapvető kérdésben eltérnek egymástól.

A kutatásokban döntő jelentőségű a földrengéshullámok tanulmányozása, mivel ezek a hullámok miközben áthaladnak a Föld belső részein – szinte átröngtenezve a mélyebb részeket – tájékoztatnak minket a harántolt részek szerkezetéről, anyagáról és lehetséges fizikai állapotáról.

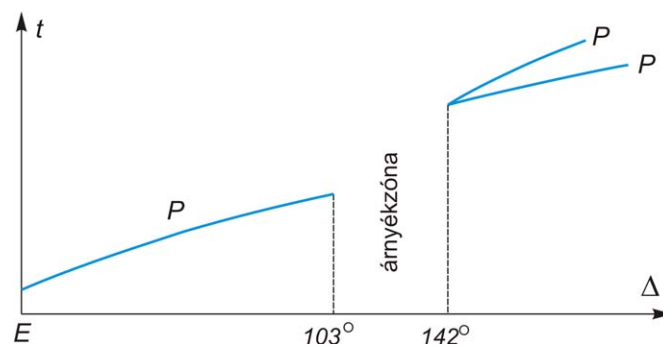
Amennyiben valamely földrengés fészkeiben megfelelő energiájú rengés pattan ki, akkor bizonyos idő után a Föld valamennyi obszervatóriumában regisztrálni lehet a rugalmas hullámok beérkezését. A 2.1 ábrán már láttuk, hogy minél nagyobb epicentrális távol-

ságban tudjuk regisztrálni a rugalmas hullámokat, a Földnek annál mélyebb részeiről kapunk információkat. Mivel a rengéshullámoknak a (2.2) és a (2.3) szerinti terjedési sebessége különböző anyagokban más-más értékű, ezért a hullámok beérkezési idejéből a sebességre és így közvetve annak a közegnek a fizikai tulajdonságaira (esetleg anyagi összetételére) következtethetünk, amelyeken a hullámok áthaladtak.

### 2.7.1 A Föld gömbhéjas szerkezete

A földrengéshullámokat elemezve kiderült, hogy a Föld belsejében határfelületek vannak, amelyek különböző fizikai tulajdonságú *övek*re (gömbhéjakra) osztják a Földet. (Megjegyezzük, hogy az öv kifejezés a szokásos, de ugyanakkor helytelen; helyesen: a Föld *gömbhéjas* felépítésű.)

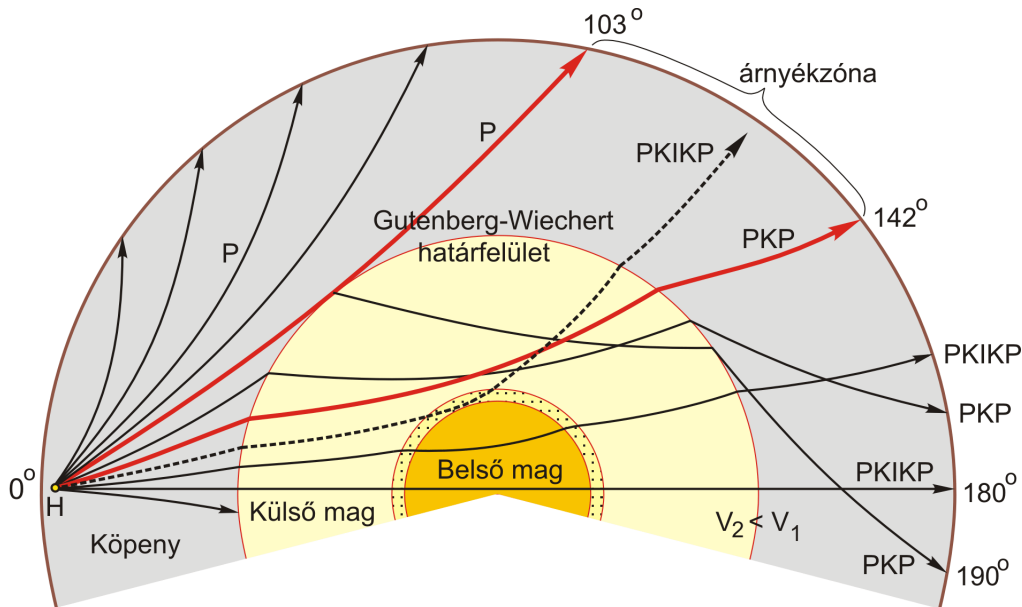
A kezdeti megfigyelések azt mutatták, hogy a rugalmas hullámok terjedési sebessége a mélységgel növekszik. Azonban OLDHAM már 1906-ban felfigyelt arra, hogy a Földön a földrengések fészkeivel átellenes oldalon fekvő szeizmológiai obszervatóriumokba a *P* hullámok a vártnál lényegesen később érkeznének be, ezért ebből arra következtetett, hogy mivel ezek a hullámok áthaladnak a Föld középső részein, ott egy kisebb sebességű tartománynak kell elhelyezkednie. A jelenséget egészen részletesen GUTENBERG vizsgálta meg 1914-ben.



2.35 ábra. Az árnyékzóna a menetidőgörbéken

GUTENBERG azt tapasztalta, hogy a *P* hullámok menetidőgörbéje a 2.35 ábrán látható módon  $0^\circ$ -tól  $103^\circ$  epicentrális távolságig folyamatosan növekszik, majd ettől egészen  $142^\circ$ -ig a longitudinális hullámok teljesen kimaradnak. Ezt követően a görbe  $142^\circ$ -tól két részre válik; mivel az első *P* hullám után közvetlenül egy másik *P* hullám is a felszínre érkezik. A  $103^\circ$  és a  $142^\circ$  közötti ún. *árnyékzónát* GUTENBERG számításai szerint az idézi elő, hogy a Föld belsejében kb.  $2900\text{ km}$  mélységben olyan határfelület van, amelyen áthaladva a földrengéshullámok sebessége ugrásszerűen lecsökken [43]. Ez az ún. *Gutenberg-Wiechert-féle határfelület* a Föld belsejét két részre osztja: a *köpenyre* és az alatta levő *magra*. Az árnyékzóna kialakulása és a *P* hullámok 2.35 ábrán bemuta-

tott menetidőgörbéje a 2.36 ábrán látható hullámterjedési viszonyokkal magyarázható. Az ábrán a földrengés a  $H$  pontban pattan ki, és a rengéshullámok az epicentrális távolság növekedésével egyre hosszabb utakat tesznek meg, miközben egyre mélyebbre merülnek a köpenyben.



2.36 ábra. Az árnyékszóna magyarázata

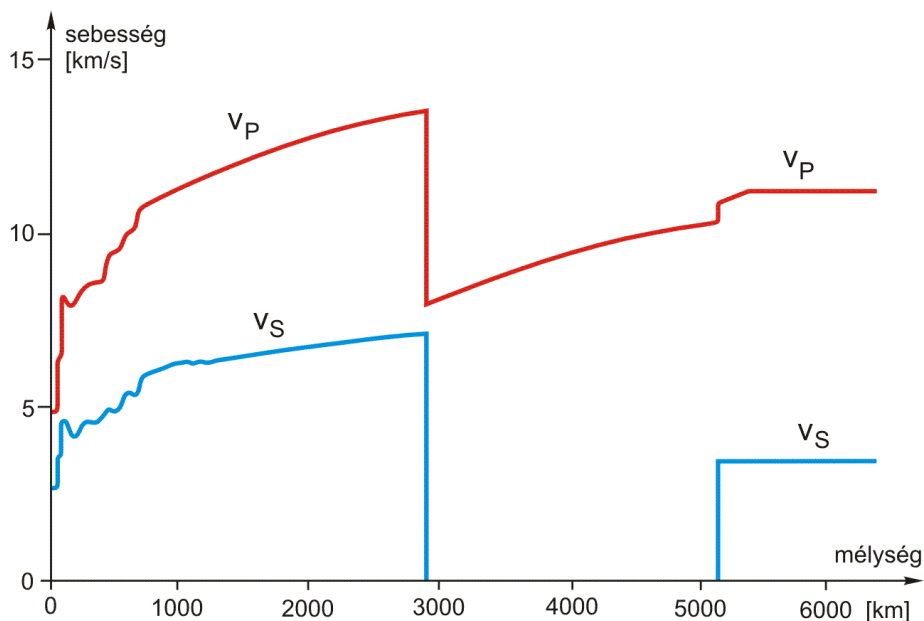
A  $103^\circ$  epicentrális távolságban beérkező hullám még éppen elhalad a mag mellett, viszont a következő hullám már beleütközik a magba és mivel a magban kisebb a terjedési sebesség, ezért a beesési merőleges felé törik. Ugyanez a hullám a magon való áthaladás után ismét elérve a maghatárt most a beesési merőlegestől törik és a rengés epicentrumától kb. A  $190^\circ$  távolságban éri el a felszínt. A soron következő – a mag határára egyre kisebb szöggel beeső – hullámok hasonló utat járnak be, de egyre kisebb epicentrális távolságnál bukkannak a felszínre. A legkisebb epicentrális távolság  $142^\circ$ . Ha a rengéshullámok beesési szöge tovább csökken, akkor a hullámok ismét egyre nagyobb epicentrális távolságban érik el a Föld felszínét.

LEHMANN további részletes vizsgálatai szerint az árnyékszóna sem teljesen mentes a  $P$  hullámoktól, igen gyenge longitudinális hullámok itt is regisztrálhatók. LEHMANN ebből arra következtetett, hogy a mag nem homogén, hanem külső és belső részre osztható. A belső magban a  $P$  hullámok terjedési sebessége jóval nagyobb, mint a mag külső részében, ezért (ahogyan a 2.36 ábrán szaggatott vonallal ábrázoltuk) a megfelelő szögben érkező hullámok úgy törnek meg, hogy az árnyékszóna területén érik el a Föld felszínét. A külső és a belső mag határfelületének meghatározása nehéz feladat, mivel ez a határ nem olyan éles mint a köpeny és a mag közötti választóvonal. Egyes szeizmológusok a határfelület helyett itt inkább egy átmeneti övet feltételeznek, amelynek vastagsága legalább 100 km. Ez az ún. *Lehmann-öv* választja el egymástól a külső és a belső földmagot a felszíntől számítva kb. 5100 km mélységben.

A Föld legkülső és egyben legismertebb öve a földkéreg. Elsőként MOHOROVICIC horvát geofizikus jelezte 1909-ben, hogy a Balkán félsziget alatt kb. 50 km-es mélységben olyan határfelület húzódik, amely alatt ugrásszerű sebességnövekedés tapasztalható. A későbbi szeizmológiai vizsgálatok bebizonyították, hogy ez a felület az egész Földön megtalálható, átlagos mélysége 33 km és a felfedezőjéről *Mohorovicic* (rövidítve *Moho*) felületnek nevezték el. Ez a felület tekinthető a *földkéreg* alsó határának, a kéreg és a köpeny határfelületének.

Az eddigiek alapján megállapítható tehát, hogy a Föld belsejében két olyan felület van, amelyen áthaladva a földrengéshullámok terjedési sebessége ugrásszerűen megváltozik. Ezek a Moho- és a Gutenberg-Wiechert-féle felület, amelyek a Földet három fő részre: a *kéregre*, a *köpenyre* és a *magra* osztják. Bár a három öv egyikében sincs további sebességugrás, a rugalmas hullámok terjedési sebessége egyik övön belül sem állandó, hanem folytonosan változik.

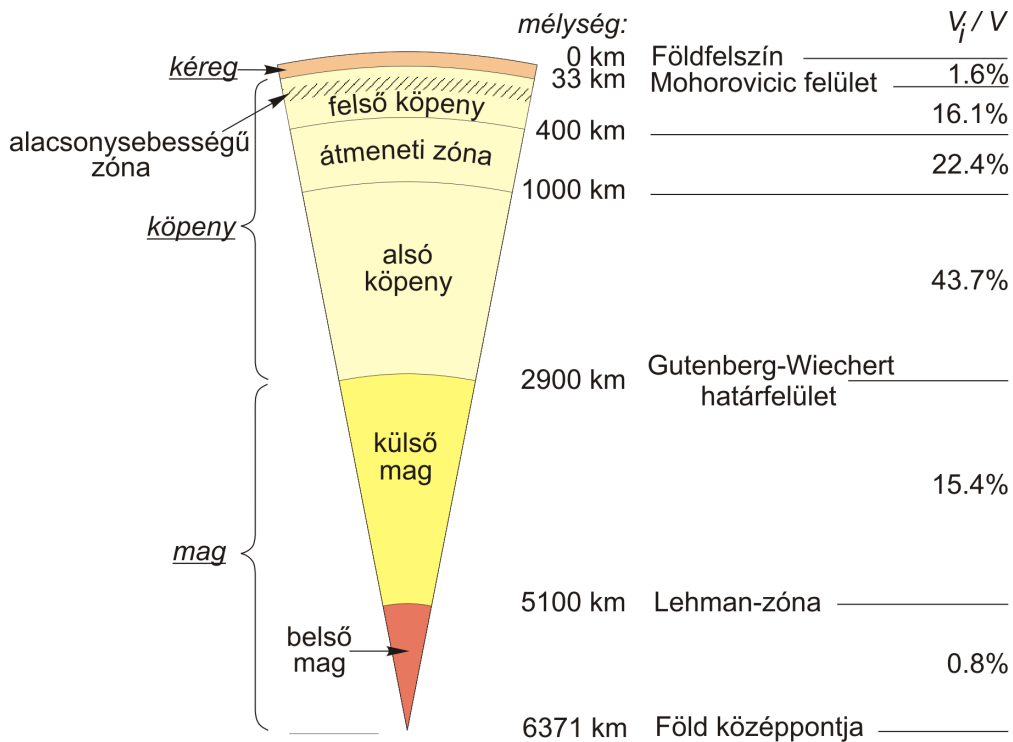
Korábban már láttuk, hogy a homogénnek feltételezett Föld különböző mélységeiben a  $P$  és az  $S$  hullámok terjedési sebessége a felszíni látszólagos sebesség és a hullámok bemerülési mélységének ismeretében a (2.12) összefüggés alapján számítható ki. Mivel az egyre nagyobb epicentrális távolságban felbukkanó rengéshullámok a Földnek egyre mélyebb részeibe merülnek le, így a  $P$  és az  $S$  hullámok terjedési sebessége tetszőleges mélységben meghatározható. Ilyen sebesség-mélység függvényeket korábban GUTENBERG és JEFFREYS határoztak meg [54].



2.37 ábra. A  $P$  és az  $S$  hullámok terjedési sebessége a Földben

Újabb a rugalmas hullámok vizsgálata mellett felhasználják a Föld sajátrezgéseit is a sebesség-mélység függvény meghatározására [3]. A 2.37 ábrán az ANDERSON és HART által 1976-ban közölt modell sebesség-mélység függvénye látható [3]. A megfigyelések szerint kb. 60-120 km mélységtől legfeljebb 100-200 km vastagságú *csökkent sebességű öv* (az ún. *Gutenberg-csatorna*) található. Ezt követően mind a  $P$  mind az  $S$

hullámok terjedési sebessége a mélységgel gyorsan növekedik, különösképpen a 375-425, az 500-550 és a 650-675 km-es mélység-intervallumokban. Kb. 1000-1200 km mélységtől egészen a köpeny-mag határáig csaknem egyenletes a sebességnövekedés, ahol a  $P$  hullámok sebessége már 13.6 km/s, az  $S$  hullámoké pedig 7.2 km/s. A legfel-tűnőbb változás a köpeny-mag határon kb. 2900 km mélységben tapasztalható, ahol a  $P$  hullámok sebessége hirtelen 8.0 km/s értékre csökken, a transzverzális hullámok terjedé-si sebessége pedig nullára esik. A (2.3) összefüggés szerint a  $v_S=0$  csak úgy lehetséges, ha  $\mu=0$  – vagyis a nyírási modulust zérus – amiből viszont az következik, hogy a *kül-ső mag folyadékszerű* állapotban van. Ez csak a külső magra érvényes, hiszen – amint a 2.37 ábrán is látható – a belső magban kb. 3.5 km/s sebességgel újra terjednek a transz-verzális hullámok. Ugyanakkor a  $P$  hullámok sebessége a külső magban ismét fokoza-tosan növekedik, majd az egyes kutatók által eltérően értelmezett Lehman-öv alatt a bel-ső magban kb. 11.2 km/s értéket ér el.



2.38 ábra. A Föld gömbhéjas felépítése

A sebesség-mélység függvény ismerete alapján meghatározhatjuk a gömbhéjas fel-építésű Föld legfontosabb paramétereit. A 2.38 ábrán összefoglaltuk a különböző Föld-övek (gömbhéjak) elhelyezkedését, az egyes határfelületek mélységét és elnevezését, va-lamint az egyes gömbhéjak relatív térfogatát. A különböző földöveket első és másodren-dű törésfelületek (diszkontinuitások) választják el egymástól. Az elsőrendű törésfelületek mentén maga a sebesség-mélység függvény-, a másodrendű törésfelületeknél viszont a függvény deriváltja változik meg ugrásszerűen. Elsőrendű törési felületek a Mohorovicic és a Gutenberg-Wiechert-féle felület, amelyek a Földet 3 fő részre: a kéregre, a köpenyre és a magra osztják.

## 2.7.2 A Föld belsejének fizikai paraméterei

A Föld belső állapotának és anyagának megismerésére akkor lehet reményünk, ha minél több fizikai paraméterét meg tudjuk határozni a mélység függvényében. Sajnos jelenleg a rugalmas hullámok sebessége szinte az egyetlen fizikai paraméter, amelynek a mélység-függését a felszínről meg tudjuk határozni. A sebesség-mélység függvény ismerete alapján azonban viszonylag pontosan meg tudjuk határozni néhány egyéb fizikai paraméter mélység-függését is. Ezek a sűrűség, a nehézségi gyorsulás, a nyomás és a rugalmassági paraméterek.

### 2.7.2.1 A sűrűség és a rugalmassági állandók

A Föld közepes sűrűsége (átlagsűrűsége) tömegének és térfogatának a hányadosa. A Föld térfogatát a geodéziai mérések alapján ma már igen pontosan ismerjük, a tömegét pedig kozmikus geodéziai mérésekből (a természetes, valamint a mesterséges holdak pályaelemeinek változásából) tudjuk meghatározni. Ezek felhasználásával a Föld átlagos sűrűsége:  $\bar{\rho} = 5514 \text{ kgm}^{-3}$ . Mivel a fölfelszínen található kőzetek átlagos sűrűsége  $2700 \text{ kgm}^{-3}$ , nyilvánvalóan a Föld mélyében jóval nagyobb sűrűségű anyagoknak kell elhelyezkedni.

Ugyancsak ezt támasztják alá a csillagászati megfigyelések, amelyekből tudjuk, hogy a Föld tehetetlenségi nyomatéka  $0.33 Ma$  ( $M$  a Föld tömege,  $a$  pedig a sugara), ugyanakkor a Földdel azonos tömegű és sugarú homogén sűrűségeloszlású testnek a forgástengelyére vonatkozó tehetetlenségi nyomatéka  $0.4 Ma$  lenne. Ez is arra utal, hogy a Föld középpontja környezetében nagyobb sűrűségű anyag helyezkedik el. Ennél azonban többet is tudunk mondani, ha képezzük a Föld  $H=(C-A)/C$  dinamikai lapultságának és a gravitációs erőtér potenciáljának (5.8) gömbfüggvény sorában szereplő  $J_2 = (C - A) / Ma^2$  tömegfüggvény hányadosát [30]:

$$\frac{J_2}{H} = \frac{C}{Ma^2}$$

ahol  $C$  a Föld főtehetetlenségi nyomatéka a forgástengelyére. A mesterséges holdak pályaelemei közül a csomóvonal precessziós mozgásából:  $J_2 = 1.0827 \cdot 10^{-3}$  és a Föld luniszoláris precessziójából:  $H = 3.275 \cdot 10^{-3}$ : így tehát  $C/Ma^2 = 0.331$ . Ez igen fontos számérték, mivel megmutatja, hogy a Föld tömege milyen erősen koncentrálnak a középpontja felé. A 2.3 táblázatban olyan földmodellre vonatkozó arányokat adunk meg, amely esetében a gömb alakú Földet az  $a$  sugarának a felénél (tehát a köpeny és a mag határának közelében) egy gömbfelülettel két részre osztottuk. Ha a külső gömbhéj feltételezett sűrűsége  $J_1$ , a belső gömb sűrűsége pedig  $J_2$ , akkor a különböző  $\rho_1 / \rho_2$

arányokhoz a táblázatban látható  $C / Ma^2$  számértékek tartoznak. A táblázat értékei alapján a Föld magjának átlagsűrűsége valamivel több mint háromszorosa kell legyen a külső héjak átlagsűrűségének.

2.3 táblázat.  $C / Ma^2$  értékek adott földmodellek esetén

sűrűség arány	$C / Ma^2$
1 : 2	0.367
1 : 3	0.340
a Föld esetén	0.331
1 : 4	0.318

A sűrűség-mélység függvény pontosabb meghatározására az *Adams-Williamson-féle differenciálegyenlet* nyújt lehetőséget [30], amely kémiaiilag homogén, hidrosztatikus egyensúlyi állapotban levő anyagra adja meg a sűrűség gradiensét a rengéshullámok terjedési sebessége alapján:

$$\frac{d\varrho}{dr} = \frac{-kM_r J_r \varrho_r}{r^2 \left( v_p^2 - \frac{4}{3} v_s^2 \right)} \quad (2.23)$$

ahol  $k$  a gravitációs állandó,  $J_r$  a sűrűség a Föld középpontjától  $r$  távolságban,  $M_r$  az  $r$  sugárral meghatározott gömbön belül levő földtömeg,  $v_p$  és  $v_s$  pedig a longitudinális és a transzverzális hullámok terjedési sebessége a kérdéses mélységben. A (2.23) differenciálegyenletből a  $J(r)$  sűrűség-mélység függvény numerikus integrálással kapható meg. A megoldáshoz meg kell adni a kezdeti feltételeket: esetünkben az  $r = r_0 = a$  kiindulási szinten az ismert sűrűségérték  $\varrho = \varrho_0$ . Ezután a (2.23) jobb oldalán szereplő valamennyi változó helyére beírjuk az adott  $r=r_0$  kiindulási szintre vonatkozó számértékeket és így megkapjuk a sűrűség gradiensét a kiindulási szintre vonatkozóan. Ha ezt megszorozzuk valamely tetszőlegesen kicsire választott  $dr$  távolság-értékkel, akkor megkapjuk ezen  $dr$  távolságra a  $d\varrho$  sűrűségváltozást. Ezek után a Föld középpontjától  $r_1 = r_0 - \Delta r$  távolságra az új sűrűség  $\varrho_1 = \varrho_0 + \Delta\varrho$ . Ebben az új mélységben ismét beírhatjuk a (2.23) jobb oldalán szereplő változók helyére a következő mélységre vonatkozó számértékeket és megkapjuk az új sűrűséggradiens értékét. Mindez addig folytatható, amíg a sűrűség változása folytonos, – ahol ugyanis a sűrűség ugrásszerűen változik a (2.23) nem alkalmazható. Itt más módszerrel, részben a korábbi megfontolások alapján kell meghatározni a sűrűségugrás legvalószínűbb értékét, majd az új értékkel indulva számíthatjuk tovább a (2.23) segítségével a sűrűség-mélység függvényt.

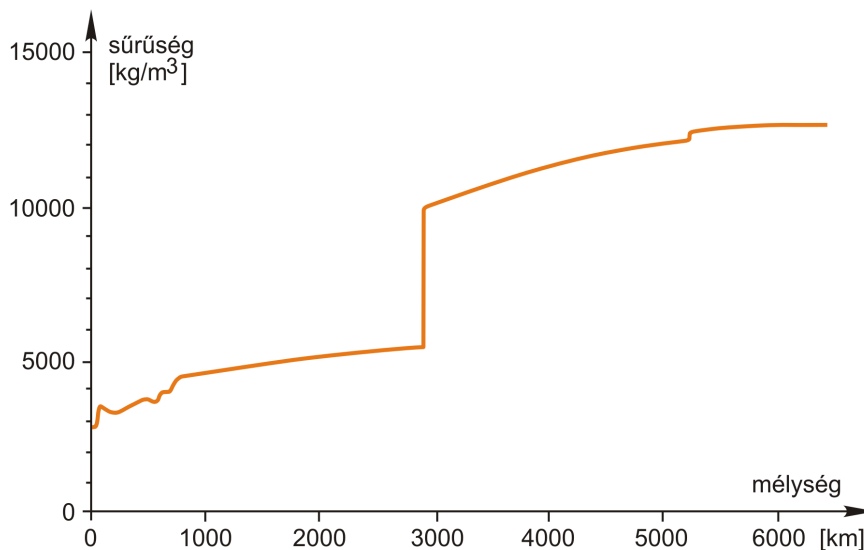
Az így meghatározott sűrűség-mélység függvény helyességére és a felvett sűrűségugrás (esetleg sűrűségugrások) értékére két ellenőrzési lehetőségünk van. Egyrészt a kapott sűrűségeloszlású Föld össztömegének azonosnak kell lenni a Föld ismert tömegével,



másrészt a kapott modell tehetetlenségi nyomatékának is egyezni kell a megfigyelt értékkel.

A gyakorlati számításokban a földkérget a nagyfokú inhomogenitásai miatt kihagyjuk és a (2.23) alkalmazása során a kiindulási szint a felső köpeny teteje, ahol  $r_o = 6340 \text{ km}$  és  $\rho_o = 3300 \text{ kgm}^{-3}$ . Ilyen módon pl. BULLEN és BIRCH [24], valamint CLARK és RINGWOOD [28] határoztak meg különféle modelleket.

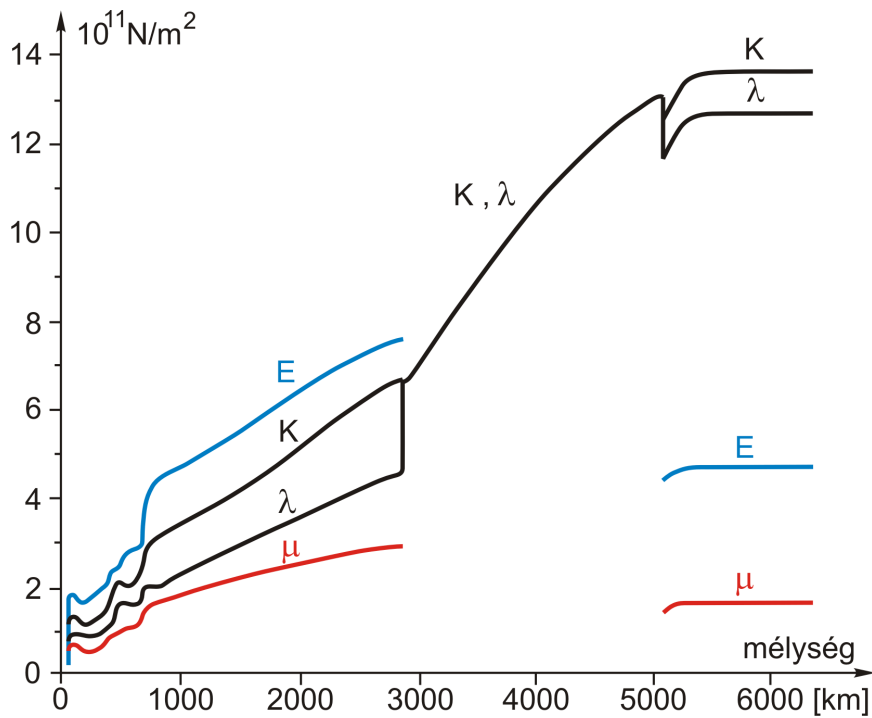
Újabban a sűrűségeloszlás meghatározásához a Föld sajátrezgéseit is felhasználják, amelyek periódusa elsősorban a belső sűrűségeloszlástól és a rugalmassági paraméterek értékétől függ [3]. Mivel azonban a szabadrezgések alapján a különböző fizikai paraméterek mélységfüggésének egyértelmű meghatározása nem lehetséges; ezért a feladatot fordított sorrendben oldják meg: először, felvesznek több lehetséges földmodellt, amelyekben a sűrűség és a rugalmassági paraméterek a mélységgel különbözőképpen változnak, majd kiszámítják az egyes modellekhez tartozó sajátrezgés periódusokat és más ismert fizikai paramétereket. Nyilvánvalóan a felvett modellek közül azt kell elfogadnunk, amelynél a kiszámított szabadrezgések periódusai, a modell össztömege és tehetetlenségi nyomatéka, valamint a  $P$  és az  $S$  hullámoknak a modellre számított sebesség-mélység függvénye megegyezik a valóságban megfigyelt értékekkel. Tekintettel a lehetséges esetek igen nagy számára, a probléma csak modern számítógépek segítségével oldható meg.



2.39 ábra. A sűrűség változása a Föld belsejében

A 2.39 ábrán ANDERSON és HART már említett modelljének sűrűség-mélység függvénye látható [3]. Az ábra tanúsága szerint a felső köpeny tetején a sűrűség értéke kb.  $3400 \text{ kgm}^{-3}$ , amely a Gutenberg-csatornában kb.  $100 \text{ kgm}^{-3}$  értékkel lecsökken. Ezt követően először egyenetlenül és gyorsan, majd kb.  $670 \text{ km}$  mélységtől egyenletesebben és lassabban emelkedik a köpeny-mag határáig, ahol  $5530 \text{ kgm}^{-3}$  értéket ér el. A Gutenberg-Wiechert-felületen áthaladva a sűrűségugrás értéke  $4430 \text{ kgm}^{-3}$ , így a külső

mag felső részénél a sűrűség már  $9960 \text{ kgm}^{-3}$ . A külső magban a sűrűség tovább növekedik, a belső mag határánál pedig ismét van egy kisebb ugrás:  $12120 \text{ kgm}^{-3}$ -ről  $12300 \text{ kgm}^{-3}$ -re. A belső magban a sűrűség már csak igen lassan növekedik, a maximális értéke a Föld középpontjában  $12580 \text{ kgm}^{-3}$ .



2.40 ábra. A rugalmassági paraméterek változása a Föld belsejében

Ettől a modelltől csak kissé tér el a BULLEN által kidolgozott modell [25].

A bemutatott sűrűség-mélység függvényen kívül a 2.40 ábrán a szóban levő földmodell rugalmassági paramétereinek mélységfüggését is bemutatjuk. Az ábrán  $E$  a Young-modulusz,  $K$  a térfogati rugalmassági tényező vagy inkompresszibilitás,  $\lambda$  és  $\mu$  pedig a Lammé-féle állandók. (Az egyes rugalmassági paraméterek, a rugalmas hullámok terjedési sebessége és a sűrűség-mélység függvény között a (2.1), valamint a (2.2) és a (2.3) összefüggések teremtenek kapcsolatot.) A korábbi megállapításainkkal összhangban a külső magban az  $E$  és a  $\mu$  értéke zérus, mivel itt az anyag folyadékszerű állapotban van.

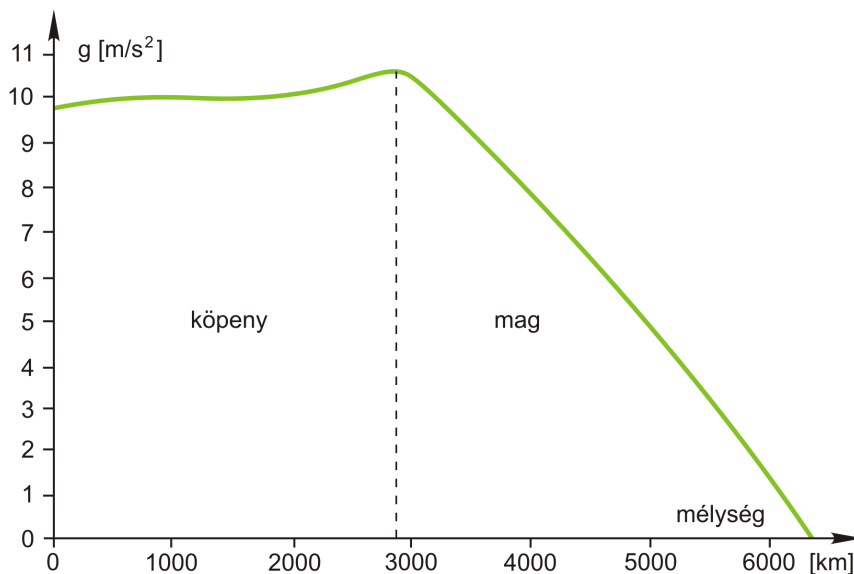
Végül megemlítjük, hogy a különböző fizikai paraméterek megbízhatósága a mélység növekedésével egyre csökken és a belső magban a legkisebb. Itt a nagy bizonytalanság oka többek között az, hogy belső mag térfogata a 2.38 ábra tanúsága szerint a Föld teljes térfogatának mindössze 0.8%-a, ezért itt például viszonylag nagy sűrűségváltozás is csak igen kicsi értékkel változtatja meg a Föld össztömegét és tehetetlenségi nyomatékát, amiket viszont a sűrűség-mélység függvény ellenőrzéséhez használunk.

### 2.7.2.2 A tömegvonzásból származó gyorsulás a Föld belsejében

A sűrűség-mélység függvény ismeretében egyszerűen meghatározható a tömegvonzásból származó gyorsulás értéke is a Föld különböző mélységeiben. A Föld belsejének bármely pontjában, a középponttól  $r$  távolságban:

$$g_r = k \frac{M_r}{r^2}$$

ahol  $k$  a gravitációs állandó,  $M_r$  pedig az  $r$  sugarú gömb tömege, ami a belső sűrűségeloszlás ismeretében egyszerűen kiszámítható. A vizsgált pontot tartalmazó  $r$  sugarú gömb felületén kívül eső tömegek hatása a vizsgált pontban zérus, mivel bármely homogén gömbhéj belsejében a gravitációs gyorsulás értéke nulla. A 2.41 ábrán az előző pontban közölt sűrűség-mélység függvény alapján meghatározott gravitációs gyorsulás-mélység függvény látható. A függvény érdekessége, hogy kezdetben a  $g$  a felszíni értékhez képest kissé növekszik, majd a köpeny-mag határon határozott maximuma van; itt  $g = 10.7 \text{ms}^{-2}$ . Innen az értéke csaknem lineárisan csökken és a Föld középpontjában zérussá válik.



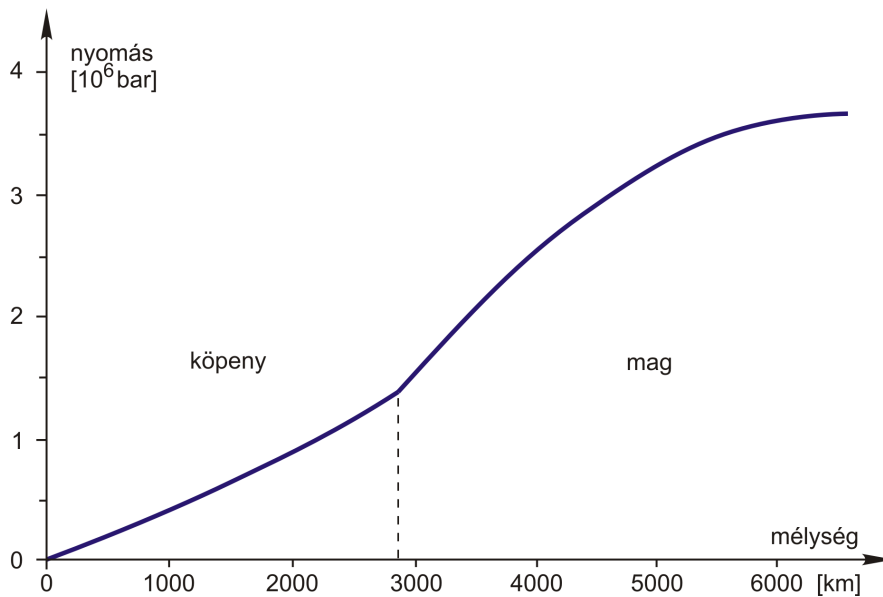
2.41 ábra. A gravitációs gyorsulás változása a Föld belsejében

### 2.7.2.3 A nyomás a Föld belsejében

A Föld belső részeiben uralkodó nyomás a sűrűségeloszlás és a gravitációs gyorsulás-mélység függvény ismeretében a

$$p = \int_R^r g \rho dr$$

összefüggés alkalmazásával határozható meg. Mivel a nyomás additív, ezért a mélység növekedésével folytonosan növekszik és a 2.42 ábrán látható módon a Föld középpontjában éri el a  $3.6 \cdot 10^{11} \text{ Nm}^{-2}$  (3 600 000 bar) maximális értéket. Az ábrán az is látható, hogy a Földünk belsejében kb. 2300 km mélységtől már millió bar-os nagyságrendű nyomás uralkodik.



2.42 ábra. A nyomás változása a mélység függvényében

### 2.7.3 A Föld belső felépítése

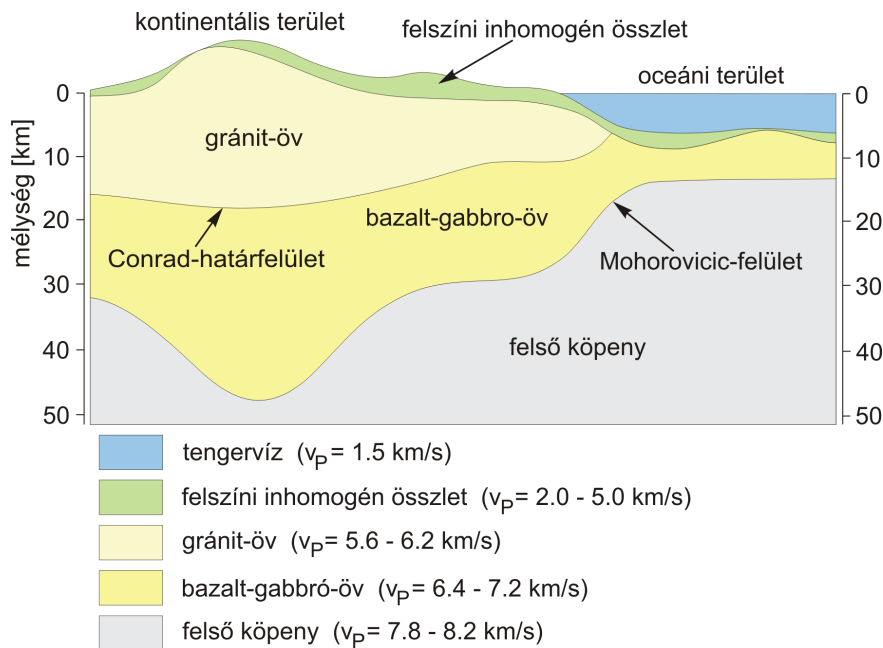
Ebben a pontban részletesebben megvizsgáljuk, hogy a mai tudásunk szerint milyen a Föld belső szerkezete; és milyen anyagok azok, amelyek a korábban felderített fizikai tulajdonságokat hordozhatják.

#### 2.7.3.1 A földkéreg szerkezete

Földkéregnek a Föld legkülső övét tekintjük, amely a felszín és a Mohorovicic-diszkontinuitás között helyezkedik el. A földkéregnek az óceánok által nem takart része már évezredek óta az emberiség vizsgálatának tárgya; így ez a Föld legismertebb tarto-

mánya. A földkéreg távolról sem tekinthető homogén övnek, azonban a felépítésére mégis jellemző néhány szabályszerűség. Az alábbiakban ezeket tekintjük át.

Korábban említettük, hogy a földkéreg alsó határát jelentő Mohorovicic-diszkontinuitásnak a felszíntől számított átlagos mélysége 33 km. Ez azonban az egész Földre vonatkozó átlagos érték, a kéregvastagság kb. 10 és 70 km között változik. A kéreg különböző vastagsága nem ötlepszerű, hanem szigorú szabályszerűséget mutat: szoros korreláció tapasztalható a kéreg vastagsága és a Föld felszíni topográfiája között. A 2.43 ábrán látható módon egészen más a kéreg vastagsága és szerkezete a kontinensek és más az óceánok alatt.



2.43ábra. A földkéreg szerkezete óceánok és kontinensek alatt

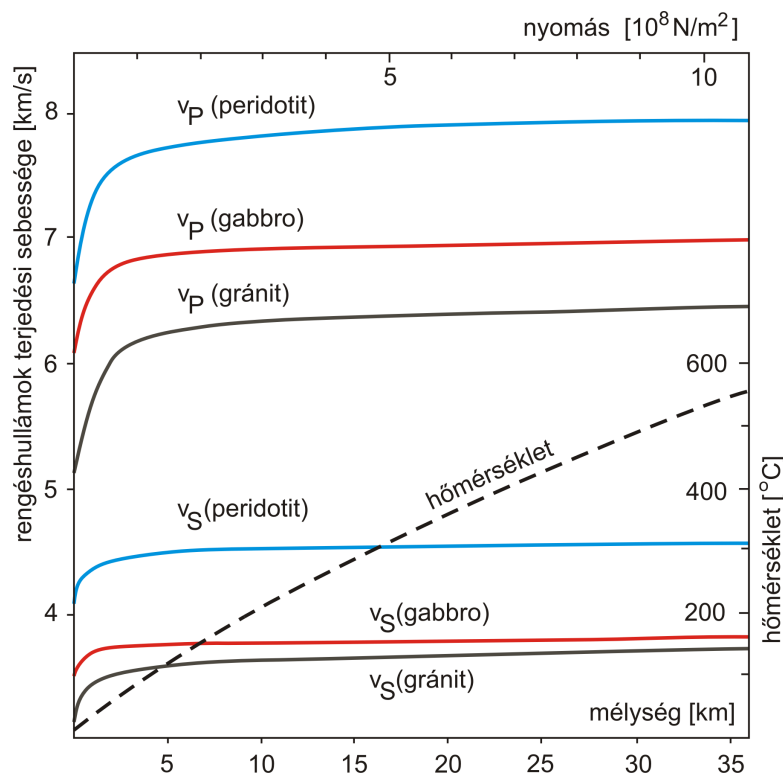
A földkéreg vastagságát az *izosztázia* törvénye szabályozza [38]. Az *AIRY-féle* izosztatikus modell szerint ugyanis a Föld szilárd kérgé az alatta, levő nagyobb sűrűségű felső köpeny anyagában közelítőleg úszási egyensúlyi állapotban van. Ez azt jelenti, hogy ha a kéreg különböző magasságú egységeit független hasáboknak fogjuk fel, ezek addig merülnek a köpeny viszkózusabb anyagába, amíg a rájuk ható felhajtó erő egyenlő nem lesz a súlyukkal. Ennek megfelelően a kontinentális területeken a magasabb hegy-ségek alatt a kéreg vastagsága elérheti a 40-80 km értéket, ugyanakkor pedig az óceánok alatti kéreg vastagsága alig 5-10 km. Természetesen a Föld kérgé nincs mindenütt izosztatikus egyensúlyi állapotban, de ezeken a területeken a függőleges földkéreg-mozgások többnyire az egyensúlyi állapot elérése felé irányulnak.

A földkéreg finomszerkezetének tanulmányozását a modern szeizmikus módszerek és műszerek megjelenése tette lehetővé. A legjelentősebb felfedezés az volt, hogy a földkéreg a kontinentális területek alatt egy meglehetősen éles szeizmikus határfelülettel két részre osztható. Az erre vonatkozó vizsgálatokat elsőként CONRAD végezte. JEFFREYS ezeket tovább finomította [54] és megállapította, hogy a *Conrad-féle törésfelület* a fel-

szín alatt általában 5-20 km-es (átlagosan 15 km-es) mélységben található. Igen érdekes, hogy a Conrad-féle töréssel kizárólag a kontinentális területek alatti kéregben mutatható ki és a Moho-felülethez hasonlóan általában ez is ellentétes értelemben, követi a felszíni topográfiát.

Ezek után próbáljunk meg választ adni arra a kérdésre, hogy zömében milyen anyagok építhetők fel a földkéreg. Laboratóriumi mérések alapján különböző hőmérséklet- és nyomásparaméterek mellett meghatározhatók a szeizmikus terjedési sebességek a Föld felszínén található fontosabb kőzettípusokra. A gránitra, a gabbróra és a peridotitra vonatkozó laboratóriumi mérések eredményeit a 2.44 ábrán foglaltuk össze [51]. A mérések tanúsága szerint a kőzetek bázitosodásának növekedésével mind a longitudinális, mind a transzverzális hullámok terjedési sebessége növekedik. Ugyanez tapasztalható a nyomás emelkedése során – míg a hőmérséklet emelkedésével csökken a terjedési sebesség. Ugyanakkor a szeizmológiai vizsgálatok alapján meghatározható a földkéreg különböző mélységeiben is a rengéshullámok terjedési sebessége, melyre az alábbi átlagértékeket kapjuk [34]:

a kéreg felső részében:	$v_P \approx 5.6 \text{ km/s}$	$v_S \approx 3.4 \text{ km/s}$
a kéreg alsó részében:	$v_P \approx 6.4 \text{ km/s}$	$v_S \approx 3.8 \text{ km/s}$
a köpeny legfelső részében:	$v_P \approx 8.2 \text{ km/s}$	$v_S \approx 4.4 \text{ km/s}$



2.44 ábra. Laboratóriumi sebesség-vizsgálatok eredményei

Ha összehasonlítjuk a földrengéshullámok alapján adódó valóságos sebesség-értékeket a laboratóriumi eredményekkel, akkor a földkéreg felépítésére a 2.43 ábrán bemutatott kép adódik; (az ábra az átlagos, vagy még inkább az ideális kéregszerkezetet mutatja be a kontinensek és az óceánok alatt). Ha a felszín közelében található igen változatos összetételű és vastagságú (elsősorban üledékes) kőzetösszletekkel nem foglalkozunk, akkor a sebességértékek összehasonlításából megállapítható, hogy a kéreg felső részének a gránit vagy granodiorit, alsó részének a gabbró és diorit, a kéreg alatti résznek viszont a dunit illetve a peridotit jelleg felel meg a leginkább. A geokémiai vizsgálatok jól megegyeznek ezzel az eredménnyel, hiszen a kőzetek a mélységgel növekedve egyre bázisosabbak. Ennek megfelelően a kéreg felső részét gránitövnék, az alsó részét pedig gabbró-övnék nevezzük; (mivel azonban a gabbró és a bazalt összetétele közel áll egymáshoz, ezért az utóbbit bazalt-övnék is szokás nevezni).

A fentiek ismeretében az egyes övekben a kémiai elemek százalékos összetétele meghatározható [34]. Mivel a földkéregben a két leggyakoribb oxid a Si és az Al oxidjai, ezért a földkéreg szokás *SIAL* kéregnek is nevezni.

A földkéreg itt vázolt szerkezete és anyagi felépítése a földrengéshullámok elemzése, valamint geokémiai vizsgálatok eredményei alapján eléggé megbízhatónak tekinthető. Azonban tisztában kell lenni azzal, hogy a mélység növekedésével kezdetben lassan, majd egyre gyorsabban csökken az adatok megbízhatósága. Ezért amíg a kéreg legmélyebb részeiből is nem sikerül fúrási mintákat venni, addig teljes biztonsággal még azt sem állíthatjuk, hogy a kontinentális kéreg gránit- és bazaltövből áll.

### 2.7.3.2 A földköpeny szerkezete

A földköpenyt két elsőrendű diszkontinuitás határolja: a kéreg felőli oldalon a Mohorovicic-, a mag felőli oldalon pedig a Gutenberg-Wiechert-féle törésselület. Amint ismeretes, a kéreg-köpeny és a köpeny-mag határ mentén a földrengéshullámok terjedési sebessége ugrásszerűen változik, ezért ezeken a helyeken a sűrűségnek is ugrásszerűen kell megváltoznia. A sűrűség viszont két esetben változhat meg ugrásszerűen: vagy az anyagi összetétel éles megváltozása miatt, vagy pedig fizikai fázisátalakulás következtében. A kéreg-köpeny határon uralkodó hőmérséklet és nyomás értékek mellett fizikai fázisátalakulás nem képzelhető el, ezért itt az anyagi összetétel viszonylag éles megváltozásával kell számolnunk. Más azonban a helyzet a köpeny-mag határon; ahol már millió bár nagyságrend-nyomás és – amint a későbbiekben látni fogjuk – több ezer C° hőmérséklet uralkodik. Nagy hibát követnénk el, ha itt elvetnénk a fizikai fázisátalakulás lehetőségét. A 2.37 ábrán látható sebesség-mélység függvényt tanulmányozva feltűnő, hogy amíg az alsó köpenyben a sebességgörbék folytonosan és simán emelkednek, addig a felső köpenyben meglehetősen erősen és szabálytalanul változik a sebesség. Ebben egyrészt az tükröződhet, hogy a nagyobb mélységekben egyre kevésbé ismerjük a sebességváltozások "finomszerkezetét", másrészt viszont ha elfogadjuk, hogy a sebesség-mélység függvény a valóságban is ilyen, akkor ez is alátámasztja azt a ma már egyre inkább elfogadott felfogást, miszerint kb. 800-1000 km mélység alatt sincs jelentékeny anyagi differenciáció, tehát a mag elemi összetétele lényegében nem különbözik a köpenytől.

Ekkor viszont a Gutenberg-Wiechert-felületen jelentkező éles törést nem kémiai változás, hanem fizikai fázisátalakulás okozza.

A köpeny szerkezetére és anyagi felépítésére vonatkozóan többek között BIRCH és RINGWOOD végzett érdekes vizsgálatokat [85]. BIRCH pl. kimutatta, hogy a köpeny mintegy 900 km mélységtől egészen 2900 km mélységig, tehát a Föld magjának határáig homogén összetételű.

A köpeny legfelső részének anyagi összetételéről az előző 2.7.3.1 bekezdésben már röviden szót ejtettünk. Láttuk, hogy a rugalmas hullámok terjedési sebessége és laboratóriumi mérési eredmények összehasonlítása alapján az itt levő anyagot elsősorban peridotittal azonosíthatjuk. (Megemlítjük, hogy ha a peridotit anyagi összetételét megvizsgáljuk, akkor a *SI*AL oxidjaival ellentétben itt a  $\text{SiO}_2$  mellett a magnézium-oxid a leggyakoribb, ezért ezt az övet egyesek *SIMA*-övnek is nevezik.) A köpeny legfelső részének peridotittal történő azonosítása eléggé valószínű megállapításnak tekinthető. Bizonytalan azonban a peridotit-öv alsó határa és a felső köpeny legfelső része alatti anyagi összetétel. A folytonosság elve, valamint a vulkáni működésre vonatkozó megfigyelések alapján azonban feltételezhetjük, hogy a felső köpeny főleg szilikátokból áll és az anyagi összetétele javarészt peridotitos jellegű. Az alsó köpeny anyagi összetételének meghatározására a rendkívül szerény ismeretanyag birtokában ma még csak rendkívül bizonytalan elképzelések vannak. A kérdés megválaszolásához néhány földmodell nyújt több-kevesebb segítséget.

### 2.7.3.3 A föld belső felépítése különböző földmodellek tükrében

Az alábbiakban néhány klasszikus földmodell tárgyalásával megpróbáljuk áttekinteni a Föld mélyebb szerkezetére, fizikai állapotára és anyagi felépítésére vonatkozó fontosabb elképzeléseket. A földmodellek nagy száma és az egyes modellek alapvető különbözősége egyértelműen mutatja, hogy még napjainkban is rendkívül keveset tudunk a Föld mélyebb szerkezetéről, a földköpenyről és különösképpen a földmagról.

#### A geokémiai-meteorit földmodell

Az egyik legrégebbi földmodell felépítéséhez a meteoritok anyagi eloszlása szolgáltatja a kiinduló adatokat. A modell alap gondolata szerint a Naprendszer tagjai azonos felépítésűek és mivel a meteoritok szétrobbant bolygók maradványai, a Föld belsejében az anyagok megoszlásának olyannak kell lennie, mint amilyen arányban a különböző kő és vasmeteoritok illetve ezek átmeneti fajtái előfordulnak [34]. A meteoritok kétféle fő típusának megfelelően (szilikát- és vasmeteorit) a szilikátos köpeny alatti részt a modell a vasmeteoritokhoz hasonlónak feltételezi és a szeizmikus határokat anyagi határokkal azonosítja. Így tehát a modell szerint a vasmeteoritok anyagi összetételének megfelelően a Föld magját 99%-ban vas és nikkel alkotja (ezért ezt az övet szokás *NIFE*-övnek is nevezni).



A geokémiai-meteorit földmodellnek napjainkban szinte egyetlen pontja sem védhető meg az alábbi okok miatt.

Már maga az alapfeltevés is vitatható, mely szerint a meteoritok olyan szétrobbant bolygók maradványai, melyek anyagi felépítése a szétrobbanásuk előtt megegyezett a Földünk jelenlegi anyagi felépítésével. Amennyiben ezt mégis elfogadjuk, akkor nem tudunk magyarázatot adni arra, hogy miért nem ugyanakkora a fellelhető kő- és vasmeteoritok aránya, mint amekkora Földünk esetében a földköpeny és a mag térfogatának aránya. Felmerül tehát a kérdés, hogy helyes-e egyáltalán a földmagot a vasmeteoritokkal azonosítani.

Hasonlóképpen nagy nehézséget jelent a földmag éles határának magyarázata, mivel a jelenlegi ismereteink szerint nem képzelhető el olyan differenciáció, melynél az anyagi különbségek a megfigyelt élességgel jelentkeznének. Akármilyen módon képzeljük el ugyanis a Föld kialakulását, a kezdeti állapot minden valószínűség szerint közel homogén, egyöntetű állapot lehetett. A homogén állapotból való anyagi differenciálódás pl. a nehézségi erőnek a mélységgel való csökkenése miatt igen nehezen képzelhető el.

A modell legnagyobb hibája, hogy képtelen magyarázatot adni a külső mag folyadékszerű viselkedésére. Semmi esetre sem magyarázható a köpeny és a mag említett anyagi különbségével az a tény, hogy a földmag külső részében az  $S$  hullámok terjedési sebessége zérus. Hasonló megoldhatatlan problémát okoz a geokémiai-meteorit földmodell esetében az is, hogy a *NIFE* magon belül nem változik az anyagi összetétel, mégis a belső magban ismét ébrednek nyírőfeszültségek, mivel itt újra terjednek a transzverzális földrengéshullámok.

Az említett okok miatt a geokémiai-meteorit földmodell nem alkalmas a Föld belső szerkezetének és anyagi összetételének magyarázatára.

## **A Kuhn-Rittmann-féle földmodell**

KUHN és RITTMANN elméletük kialakításakor abból indultak ki, hogy bizonyos keletkezési elméletek szerint [4] a Föld a Naptól származott és elsősorban azt vizsgálták, hogy a magas hőmérsékletű "Napszerű" homogén anyag, amelynek külső felülete erős lehűlésnek van kitéve, milyen módon fog öves szerkezetűvé válni, az anyagok szerint differenciálódni [34]. Elgondolásuk szerint kezdetben a felszínközeli rétegből a könnyű elemek nagy része "elpárolgott" majd a hőveszteség következtében ezek a rétegek fokozatosan kikristályosodtak és megszilárdultak. Ezzel kialakult a Föld legkülső kristályos merev része, ami felépítését tekintve megfelel a *SIAL* és a *SIMA* felső részének. Ez a mintegy 70-80 km vastagságú öv alatt még differenciált, de már nem kristályos szerkezetű olvadt anyagot tételeztek fel, amelyben a mélységgel egyre több feloldott gáz, főképpen hidrogén található. Kb. 2200 km mélységben a gáztartalom már előtérbe lép és itt már az anyag is homogénnek tekinthető. Mintegy 2400-2500 km mélységben már differenciálódásról szó sem lehet, itt a Föld anyagát primitív és nagyrészt ionizált állapotban levő, általában kis tömegszámú atomokból álló "szoláris massa" (Napszerű anyag) képviseli.

Az elmélet meglehetősen sajátos módon magyarázza az  $S$  hullámok kimaradását és a  $P$  hullámok sebességének csökkenését a Gutenberg-Wiechert-felület mélységében.

KUHN és RITTMANN szerint ez egyáltalán nem reális törésfelület, hanem csupán az anyagok rugalmas tulajdonságainak bizonyos megváltozásából ered.

A Kuhn-Rittmann-féle földmodell sem védhető meg néhány komolyabb ellenvetéssel szemben. Az elmélet egyik leglényegesebb gyengéje az, hogy nem tudja megmagyarázni a földrengéshullámoknak a köpeny-mag határfelületről történő visszaverődését – márpedig ezek a visszavert hullámok egyértelműen kimutathatók. Másrészt a Kuhn-Rittmann-féle földmodell szerint a köpeny-mag határ mentén nincs hirtelen sűrűségnövekedés. Ezzel szemben itt a sűrűségugrás értékét legalább 5-10%-os pontossággal meg tudjuk határozni és a számítások szerint közel 50%-os sűrűségugrás adódik.

### **Az asztrofizikai földmodell**

Az asztrofizikai földmodell abból indul ki, hogy a Föld középpontja felé haladva az anyagi differenciáció egyre kisebb, mivel nincs megfelelő ok ahhoz, hogy az övek szerinti anyagi szétválás létrejöjjön. Ennek megfelelően a Gutenberg-Wiechert-felület és a Lehman-öv jelenlétét az elmélet fizikai fázisátmenettel magyarázza.

Az asztrofizikai földmodell fizikai alapját a csillagok belső felépítésének tanulmányozása adta. Vannak olyan típusú csillagok (pl. az ún. fehér törpék), amelyekben a nagy anyagsűrűség miatt az anyag nem molekuláris felépítésű, hanem ún. *elfajult állapotban* van. Az elfajult (vagy más néven degenerált) állapot kvantummechanikai fogalom valamely rendszer bizonyos energiaállapotainak megjelölésére. Egyes elméleti vizsgálatok szerint az anyag elfajult állapotba történő átmenete megfelelően nagy nyomás esetén viszonylag alacsonyabb hőmérsékleten is bekövetkezhet. Az elfajult állapot eléréséhez az szükséges, hogy az anyag atomjai valamilyen okból olyan közel kerüljenek egymáshoz, hogy a különböző atomok külső elektronjai a Pauli-féle kizárási elv megtartása mellett kölcsönhatásba lépjenek egymással [54]. A fenti elképzeléseknek a bolygókra történő alkalmazhatóságával SCHOLTE foglalkozott [34].

Az asztrofizikai földmodell szerint a földköpenyben az atomok elektronhéj-szerkezetük segítségével veszik fel a nyomást. A nagy nyomás rácsos szerkezetbe kényszeríti őket és így minden egyes atomnak a környezetéhez viszonyított helyzete meghatározott. Ha a részecskéket valamilyen erőhatás, pl. földrengéshullám ebből a helyzetéből kimozdítja, a rákényszerített rácsszerkezet miatt fellépő erőhatások nyíróerők formájában visszakényszerítik őket az eredeti helyzetükbe. Ennek következtében az egész földköpenyben mindenütt terjednek a transzverzális hullámok. A Gutenberg-Wiechert-féle diszkontinuitás olyan kritikus nyomásértékű felület, ahol az anyag elfajult állapotba kerül és a részecskék között csak a Coulombe-féle elektrosztatikus erők lépnek fel amíg a nyomás egy adott értéket nem lép túl. Az elfajult állapot térfogatcsökkenéssel jár, ezért növekszik meg ugrásszerűen a sűrűség; és ugyancsak az elfajult állapot okozza a nyírófeszültségek kimaradását. A nyomás növekedésével azonban a Föld középpontja felé haladva a nyomás és a sűrűség is tovább nő és a részecskék ismét annyira közel kerülnek egymáshoz, hogy a nyomás felvételéhez elfajult állapotuk ellenére is rácsszerű elrendeződésbe kényszerülnek. Ilyen rácsszerű elrendeződésnek azonban a nyíróerők fellépése a következménye. Az elmélet szerint a belső mag határa éppen ennek a kritikus nyomásértéknek az elérését jelzi.

Itt kell említést tennünk a **RAMSEY-féle földmodellről** is [79], amely tulajdonképpen az elfajult állapotnak egy "enyhébb" változatát feltételezi. A Ramsey-féle elképzelés szerint a Gutenberg-Wiechert határfelületet az hozza létre, hogy a földköpeny anyaga a nyomás hatására átmegy a kisebb nyomás esetén stabilabb nemfémese állapotból a nagyobb nyomáson stabilabb *fémese állapotba*. Mivel a fémese állapotba való átmenet a sűrűség növekedésével jár, ez magyarázza a köpeny-mag határon tapasztalható sűrűségugrást. RAMSEY elképzelése szerint a fémese állapotban levő magon belül a belső mag jelenléte egy másik fázisátmenetre utal, mégpedig a belső mag anyaga valószínűen kristályos szerkezetűvé válik. Elméletének alátámasztásakor figyelembe vette, hogy az alacsonyabb rendszámú elemeknél a nagy nyomás mellett a fémese állapotba történő átmenet elméletileg is következik. A nagynyomású laboratóriumi kísérletek során pedig kiderült, hogy pl. a foszfor sárga módosulata, mely normális körülmények között jó szigetelő, nagy nyomás hatására fekete foszforra alakul, amely vezetőképessége 10 nagyságrenddel, a sűrűsége pedig kb. 50%-kal nagyobb. Általában az elemeknek van fémese és nemfémese módosulata és a fémese módosulatnak mindig nagyobb a sűrűsége.

A Ramsey-féle földmodell a fizikai megfigyelések több részletét is sikeresen magyarázza az atomelmélet oldaláról, azonban elsiklik néhány lényeges jelenség magyarázata felett: többek között nem tud elfogadható magyarázatot adni az *S* hullámoknak a köpeny-mag határán való elmaradására.

Amint láttuk, az asztrofizikai földmodell az anyag más, "magasabb fokú" elfajulását feltételezve többek között erre a problémára is választ ad. Ennek ellenére még ez az elképzelés is bizonyításra vár. A csillagok belső felépítésének vizsgálata alapján megbízhatóan tudjuk, hogy ott az anyag elfajult állapotban van. Az elfajult állapot eléréséhez meghatározott hőmérséklet és nyomás szükséges. A Földünk belsejében egészen más hőmérséklet és nyomásviszonyok uralkodnak mint a csillagok belsejében. Kérdés, hogy a Föld belsejében levő fizikai paraméterek értéke esetén is létrejöhet-e hasonló elfajult állapot mint a csillagokban. További lényeges kérdések még, hogy pl. az elfajult állapotban valóban folyadékszerűen viselkedik-e az anyag (azaz nyírófeszültségek nem tudnak kialakulni); tisztázatlan, hogy valamennyi elem atomjai ugyanakkora nyomáson és hőmérsékleten jutnak-e elfajult állapotba (ez azért fontos, mert a köpeny-mag határ éles határfelület); vagy nem utolsó sorban a Lehman-öv mentén valóban rácsszerű elrendeződésbe kerül-e az elfajult állapotú anyag. Ilyen és ezekhez hasonló kérdésekre a választ csak az erre vonatkozó laboratóriumi kísérletek eredményeitől várhatjuk. Azonban a magban uralkodó több millió *bar*-os nyomást a laboratóriumokban jelenleg csak robbantás-hullámokkal tudunk megvalósítani. Emiatt a nyomást csak rendkívül rövid ideig lehet fenntartani és megfigyelni, márpedig a Föld belsejében uralkodó viszonyok milliárd évek alatt alakultak ki. A kísérletek során jelenleg még a hőmérséklet szerepét is alig tudjuk megállapítani, pedig a földmagban a hőmérséklet több ezer C°.

## 2.7.4 Vízszintes irányú inhomogenitások a Föld belsejében

Az előzőekben már láttuk, hogy a földkéreg akár vastagságát, akár felépítését tekintve meglehetősen távol áll az öves szerkezettől. Az új eredmények arra mutatnak,

hogy a földköpeny sem tekinthető homogén övnek, mivel lényeges különbség van az óceánok és a kontinensek alatti mélyszerkezetben. A kísérleti nukleáris robbantások által keltett rugalmas hullámok vizsgálatai azt bizonyították, hogy ezek a különbségek több 100 km mélységig fennállnak; sőt a szabadlengések vizsgálata azt is megmutatta, hogy a köpeny-mag határ sem teljesen sima felület, hanem a mélysége helyről-helyre változik.

## 2.8 A földrengések előrejelzése

Tapasztalataink szerint, ha a Föld valamely pontján egyszer már kipattant pl. egy 6-os méretű földrengés, akkor bizonyos idő elteltével ugyanezen a környéken biztosan várhatunk hasonló méretű rengéseket. Mivel ez a törvényszerűség még nem tekinthető előrejelzésnek, ezért napjainkban még nincs megnyugtató módszer a rengések előrejelzésére. Nem kevesebbet kell ugyanis előre megmondani, mint a várható földrengés *pontos helyét*, a rengés kipattanásának *időpontját* (legalább egy-két napos pontossággal) és végül, hogy mekkora lesz a földrengés *erőssége*. Amennyiben ezek bármelyike is hiányzik, a módszer nem tekinthető előrejelzésnek.

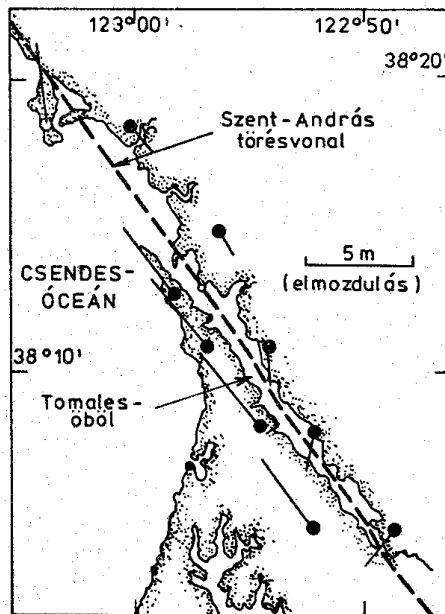
Az eddigi megfigyelések szerint általában a földrengéseket különböző fizikai jelenségek előzik meg, amelyek több fizikai paraméter kisebb-nagyobb megváltozásával járnak együtt. Az ezzel kapcsolatos kutatások igen széleskörűek és a legkülönbözőbb területeken folynak. Ezek közül a néhány legfontosabb:

- a földfelszín vízszintes és magassági értelmű elmozdulásainak vizsgálata,
- a földfelszín dőlésváltozásának megfigyelése,
- a földmágneses és a nehézségi erőtér változásának vizsgálata,
- a szeizmikus hullámok terjedési sebessége, a kőzetek elektromos vezetőképessége, valamint a kőzetek pórusaiban levő folyadékok és gázok mennyiségi változásának vizsgálata,
- a szeizmikus események (pl. a kisebb előrengések számának) megváltozása,
- az egyes állatok viselkedésének megfigyelése, stb.

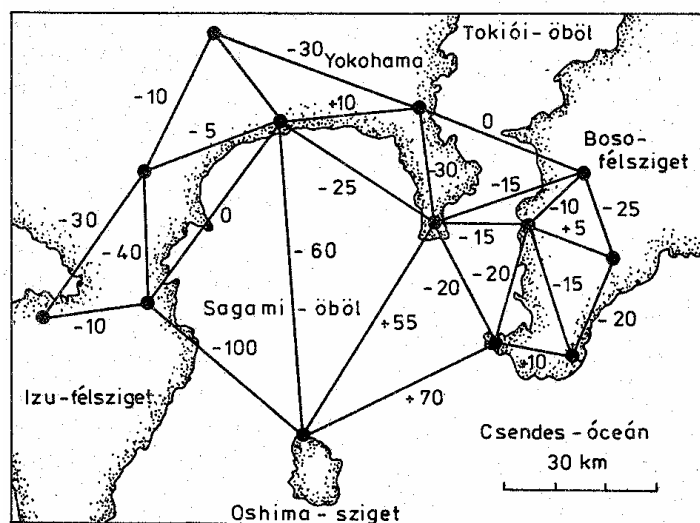
Valamennyi jelenség azzal kapcsolatos, hogy a földrengéseket az esetek döntő részében a kőzetek különböző deformációi előzik meg. Ezek a deformációk többnyire a felszínen közvetlenül is mérhetők.

Ha a veszélyeztetett területen felsőrendű vízszintes és magassági alapponthálózatot létesítünk és a geodéziai méréseket rendszeresen megismételjük, akkor ebből a hálózati pontok uralkodó irányú elmozdulásai alapján a kőzetekben felhalmozódó feszültségek mértékére következtethetünk. Bizonyos területeken a deformációk néhány évtized alatt 30-40 km-es távolságon méteres nagyságrendet is elérhetnek. Például az 1906-os San Francisco-i földrengés kipattanásának pillanatában a Szent-András törésvonal két oldalán álló kőzetek egymáshoz képest helyenként 3-5 méterrel is elmozdultak, ami azt jelenti, hogy a rengést megelőző deformációk hosszú évek alatt kb. ugyanekkora, de ellentétes irányú lassú elmozdulás során alakultak ki. A 2.45 ábrán a kaliforniai Szent-András tö-

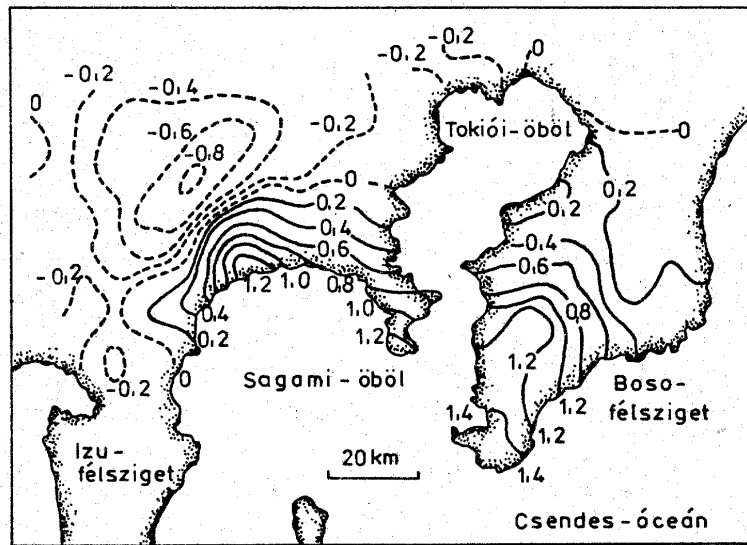
résvonal északi részén létesített néhány jellegzetes háromszögelési pont vízszintes elmozdulása látható az 1906-os San Franciaco-i földrengés nyomán [84]. Hasonló érdekes példa látható a 2.46 ábrán, amelyen a Tokiótól délre fekvő területen létesített felsőrendű hálózat pontjai között észlelt vízszintes elmozdulások láthatók 1925 és 1971 között. A feltüntetett értékek *cm* dimenzióban értendők, a "+" előjelek távolodást, a "-" előjelek távolságcsökkenést jelölnek. A 2.47 ábrán ugyanezen területen észlelt magasságváltozásokat láthatjuk az 1923. évi kantói földrengés idején [84]. Az ábra tanúsága szerint a legnagyobb süllyedések elérték a 80 cm körüli értéket, míg a Boso-félsziget déli része csaknem 1.5 m-rel megemelkedett.



2.45 ábra. Háromszögelési pontok elmozdulása Kaliforniában 1906-ban



2.46 ábra. Távolságváltozások háromszögelési pontok között Japánban



2.47 ábra. Magasságváltozások az 1923-as kantói rengés során

Hasonló, de kisebb mértékű változásokat hazánkban is tapasztaltak az 1956-os dunaharaszti földrengés esetén az epicentrum 70-80 km-es környezetében [12]. A rengés kipattanása előtt éppen a felsőrendű szintezési hálózat újramérését végezték és bizonyos területeken 4-5 cm-es záróhibák adódtak. Kezdetben mérési hibákra gyanakodtak, azonban az okot az 1956-os dunaharaszti rengés tette nyilvánvalóvá. A dunaharaszti epicentrum közelében levő szintezési vonalakkól összeállított szintezési poligonok ugyanis azért zártak rosszul, mert az epicentrum közelében a földrengés kipattanását megelőzően a földkéregben különböző alakváltozások mentek végbe. A rugalmas visszapattanás elméletének megfelelően a földrengést követően az addig tapasztalt magasságváltozások hirtelen *ellentétes értelművé* váltak és rövid idő alatt visszaállt a deformáció előtti állapot, sőt az epicentrum közelében néhány helyen a szintváltozások meghaladták a rengés előtti deformációk mértékét is [12].

Sajnos a geodéziai méréseknek a földrengések előrejelzése szempontjából egyelőre az alapvető hiányossága, hogy a méréseket nem lehet akármilyen rövid időközönként megismételni, márpedig a kéregdeformációk pontos mértékére csak *folytonos észlelések* adhatnak megbízható felvilágosítást.

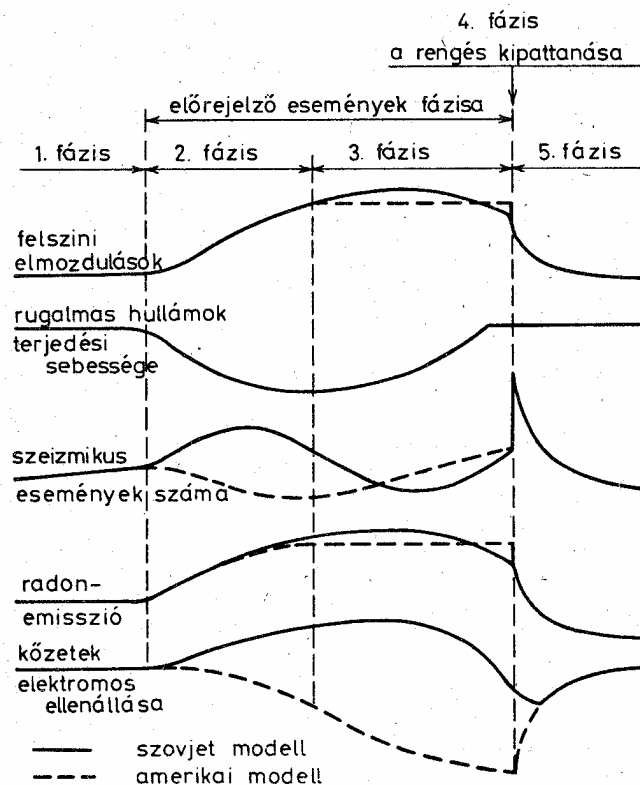
A kéregdeformációk folyamatos megfigyelésére egyelőre a legmegfelelőbb eszközök a talajdőlés-mérők és a talajnyúlás-mérő műszerek. (A talajdőlés-mérők vagy a horizontális ingák, vagy a közlekedőedények elve alapján működnek; a talajnyúlás-mérőknek pedig a már általunk is ismert változata a szeizmográfként is használt strain-méter.)

Látható tehát, hogy a földfelszín magasságának, dőlésének, megnyúlásának vagy rövidülésének mérésével a kőzetekben felhalmozódó rugalmas feszültségek növekedése figyelemmel kísérhető, ami viszont az előrejelzés szempontjából döntő jelentőségű. Emellett azonban további fizikai jelenségek is segíthetik az előrejelzés megbízhatóságát.

A kőzetek pórusaiban folyadék és gáz, pontosabban ezek keveréke található. A feszültségek növekedésekor a kőzetek deformálódnak: összenyomódnak vagy tágulnak, emiatt a kőzetek pórusaiból folyadék és gáz préselődik ki, vagy a pórusokba benyomul.

A feszültségek további növekedésekor – ha ez még nem is éri el azt a nagyságot, hogy az adott kőzet nagy felület mentén eltörjön – mikrorepedések keletkeznek, amelyekbe a pórusokból folyadék vagy gáz áramolhat. Ezzel megváltozik az adott kőzet elektromos vezetőképessége, a benne terjedő rugalmas hullámok sebessége stb.

Az utóbbi időkben a komplex vizsgálatok területén is születtek eredmények: szovjet és amerikai kutatók elméleti megfontolások alapján kidolgoztak egy-egy előrejelzési modellt [78]. Az amerikai kutatók által kidolgozott ún. *dilatációs-diffúziós* modell és a szovjetek által kidolgozott ún. *dilatációs-instabilitási* modell a 2.48 ábrán látható. A két modell egymástól többé-kevésbé eltérő módon megadja a fontosabb fizikai paraméterek (a felszíni elmozdulások, a rugalmas hullámok terjedési sebessége, a szeizmikus események száma, a radon gáz emissziója és a kőzetek elektromos ellenállása) megváltozását a földrengések kifejlődése során. Mindkét modellt a rengések lefolyását öt fázisra bontja. Az első a bevezető fázis, amely során a kőzetekben rugalmas feszültségek fejlődnek ki és halmozódnak fel. A második és a harmadik fázis során történnek olyan változások, amelyek alkalmasak lehetnek a földrengések előrejelzésére, ezért ez a kettő együttesen az előrejelző események fázisának tekinthető. A második fázisban megindul a kőzetek rugalmatlan deformációja és lavinaszerűen egyre több mikrorepedés keletkezik; míg a harmadik fázisban a törési zónák mentén bizonytalan deformációk lépnek fel és bizonyos területeken megindul a feszültségek részleges relaxációja (felengedése). A negyedik fázis a földrengés kipattanása; majd az utolsó, az ötödik fázis a "lecsengés" fázisa, melyben a kisebb utórengések folyamán gyorsan feloldódnak a maradék nagyobb feszültségek.



2.48 ábra. Földrengés-előrejelzési modellek

Az itt felsorolt jelenségek kutatásán kívül számos egyéb jelenség és körülmény vizsgálata is folyamatban van, – hazánkban és a hazánkéhoz hasonló szeizmicitású területeken pl. intenzíven foglalkoznak az aktív törésvonalak felkutatásával és tanulmányozásával.

Sajnos a földrengések előrejelzésének kérdése csak az utóbbi egy-két évtizedben kerülhetett komolyan napirendre, miután csak nemrég teremtődtek meg azok a tudományos és anyagi feltételek (ezek is csak a technikailag fejlett és földrengésekkel sújtott országokban) amelyek lehetővé tették az ilyen irányú kutatások megindítását.

## 2.9 A földrengéskutatás és a geodézia

A geodézia meglehetősen szoros kapcsolatban áll a tőle látszólag távol eső szeizmológiával. A geodézia fontos ismereteket kap a geofizikától a Föld belső szerkezetére és sűrűségi viszonyaira, illetve a földkéreg vastagságára, szerkezetére és sűrűségére vonatkozóan. Ezek az adatok a Föld alakjának kutatásában nélkülözhetetlenek.

Emellett igen fontos szerepe van a geodéziának a földrengésekkel kapcsolatos kéregdeformációk vízszintes és magassági értelmű vizsgálatában. Az utóbbi időkben végzett megfigyelések eredményei alapján a földrengések és a földkéreg alakváltozásai között olyan mértékű korreláció mutatkozik, hogy ezen az alapon a közeljövőben reményünk lehet bizonyos területeken a földrengések előrejelzésére. Ehhez azonban olyan műszerek és mérési módszerek szükségesek, amelyek lehetőséget nyújtanak több 100 km kiterjedésű területeken mind vízszintes, mind magassági értelemben rendkívül nagy pontosságú *folyamatos mozgásvizsgálatokra*. (Úgy tűnik, hogy a nagy hatótávolságú elektronikus távmérők részben megoldhatják a vízszintes hálózatok "szuper" pontosságú folyamatos mozgásvizsgálatát.)

Végül megemlítjük – bár ez az eddigiek alapján nyilvánvaló – ha valamely területen földrengés pattant ki, akkor a rengés méretétől függően az epicentrum kisebb vagy nagyobb környezetében feltétlenül ellenőrizni kell a geodéziai alaphálózatainkat, mivel a rengések során a méréseink pontosságát messze meghaladó nagyságú változások léphetnek fel.