

A Föld kémiai összetétele és differenciációja

EMBEY-ISZTIN Antal^{a,*} és DOBOSI Gábor^b

^aMagyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Ludovika tér 2, 1083 Budapest, Magyarország

^bMTA Földtudományi Kutatóközpont, Geokémiai Kutatólaboratórium, Budaörsi út 45, 1112 Budapest, Magyarország

1. Bevezetés

A teljes Föld kémiai összetételének (azaz a Föld átlagos összetételének) meghatározása korántsem egyszerű feladat. Ennek oka az, hogy a Föld kémiai differenciáción ment keresztül, minek következtében különböző összetételű övek alakultak ki. A fő nehézséget az okozza, hogy a heterogén Földnek csak a felső részéből, a kéregből és a köpenyből kapunk mintákat, a maghoz nem tudunk hozzáférni. A legfeltűnőbb különbség a külső szilikátos kőzet, a köpeny (a Föld tömegének kb. kétharmada) és a belső vasból és kis részben nikkeltől álló mag (kb. egyharmad) között van. A szilikátos köpeny és a vasmag szétválása korán, a Föld kialakulását (4560 millió év) követő 30 millió éven belül történt meg¹. Ebben a korai időszakban a köpeny jelentős része olvadt állapotban lehetett (magma óceán). A kéreg a köpenyből vált ki, ami elhűződő folyamat. Az óceáni kéreg ma is folyamatosan képződik és a kontinentális kéreg növekedése sem tekinthető befejezettnek. A köpeny és a kéreg közötti kémiai differenciáció leghatékonyabban a magmatizmus révén valósul meg. Bár a kéreg tömege elhanyagolható, a teljes földtömeg mindössze 0,4 %-a, bizonyos elemek esetében, mint pl. az alkáli fémek, köpenybeli készletüknek 30%-a vándorolt a kontinentális kéregbe. A Föld az egyetlen ismert kőzetbolygó, amelyen a lemeztektonika működik, és ahol kétféle kérget, egy vékony (5-15 km) óceáni kérget és egy vastag (30-80 km) kontinentális kérget lehet megkülönböztetni. Az óceáni kéreg fiatal (<200 millió év), mert bár az óceánközépi hátságokon folyamatosan képződik, a szubdukció (betolódás) révén meg is semmisül, azaz visszajut a köpenybe. A kontinenseket azonban, legalábbis részben, nagyon idős, több milliárd éves kéreg alkotja, mert a kontinentális litoszféra képtelen a szubdukcióra. Ezért a köpeny és kontinentális kéreg közötti kémiai differenciáció jórészt visszafordíthatatlan folyamat. A teljes Föld kémiai összetételének meghatározásánál figyelembe kell venni azt is, hogy a hidroszféra, valamint az atmoszféra is a köpenyből vált ki, annak kigázosodása során.

V.M. Goldschmidt nyomán az elemeket affinitásuk alapján litofil, sziderofil, kalkofil és atmofil csoportokba osztjuk. A litofil (kőzetkedvelő) elemek oxidokban és szilikátokban fordulnak elő és elsősorattal halmozódnak fel a kéreg kőzeteiben. A sziderofil (vaskedvelő) elemek a magban koncentrálnak. Azok az elemek, amelyek gyakoriak a kéregben de nem oxidokhoz, hanem nem-fémekhez, mint a S, Se, As kötődnek, kalkofilek (rézkedvelők). Végül az atmofil elemek volatilis formában főként a hidroszférában és az atmoszférában található meg. Tekintettel arra, hogy egy bolygó kémiai összetételét a korai Naprendszer gázpor keverékében lejátszódó kondenzáció befolyásolja,

még egy másik osztályozással is meg kell ismerkednünk. Így „refrakter” elemeknek nevezzük azokat, melyek olvadáspontja magas, ezért a forró napkőd lehülése során elsők között kondenzálódnak, illetve annak felhevítésekor a legtovább maradnak meg szilárd halmazállapotban. A „volatil” elemeknél ez éppen fordítva van, azaz alacsony hőmérsékleteken kondenzálódnak és szublimálnak (a napkőben olyan kicsi a nyomás, hogy cseppfolyós halmazállapot nem lehetséges).

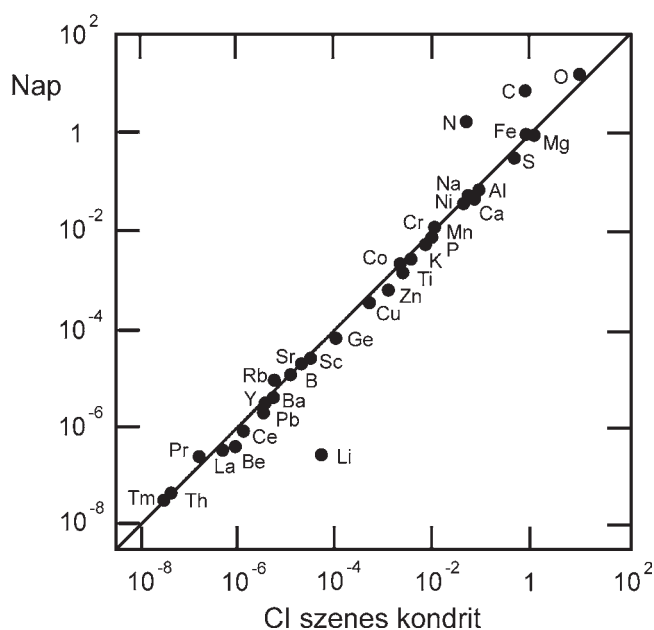
2. Az ősi szoláris kőd összetétele, kozmikus elemgyakoriság

A Naprendszer kémiai összetételét gyakran nevezik kozmikus elemgyakoriságnak. Valójában a Naprendszer kémiai összetétele magával a Nap kémiai összetételével egyezik meg, mivel a Nap a Naprendszer tömegének több mint 99 %-át adja. A kozmikus elemgyakoriság kifejezés használata itt ezért félrevezető, mert valójában sok csillagot ismerünk, amelyek összetétele különbözik a Nap összetételétől. A Nap fehéren izzó felszínének - a fotoszférának - kémiai összetételét színképelemzéssel határozták meg. Ha ezt az összetételt összehasonlítjuk a Naprendszer ősi állapotát tükröző meteorit-csoport, a szenes kondritok összetételével, akkor azt tapasztaljuk, hogy a legillóbb elemek kivételével az azonosság több, mint feltűnő (1. ábra). Ez az alapja annak a feltételezésnek, hogy a Föld is eredetileg kondritos összetételű anyagból épülhetett fel (kondritos Föld-modell).

3. A földmag összetétele

A mag a Föld tömegének 32,5 %-át képezi és lényegében Fe-Ni ötvözetből áll². A geofizikai adatoknak (földrengés-hullám terjedési sebességeknek) Fe és Ni jelenléte megfelel és az egyéb szóba jöhető elemek (Co, Ti, Cr, V) kozmikus (naprendszerbeli) gyakorisága sokkal kisebb annál, semhogy a magban jelentős részarányuk lehessen. További megerősítést kaphatunk a Fe-Ni meteorit analógia alapján, miután ezt a meteorit csoportot hagyományosan kisebb égitestek magjából származtatják. Azonban a külső mag folyadék állapotban van és ennek, valamint a szilárd állapotú belső magnak határán egy jelentős sűrűség növekedés tapasztalható (~0,55 g/cm³). Ezt a tényt kombinálva laboratóriumi kísérletekkel kimutatták, hogy a külső mag sűrűsége alacsonyabb mint a tiszta Fe-Ni ötvözeteké és ezért mintegy 5-15% kisebb atomsúlyú komponensnek is jelen kell lennie a magban, azaz egy vagy több olyan elemnek, amelynek a vasnál kisebb a rendszáma³.

* Embey-Isztin Antal. Tel.: 333-0655; fax: 210-1086; e-mail: embey@ludens.elte.hu



1. Ábra. A napkorona és a szenes kondritok kémiai összetételének összehasonlítása (10^6 Si atomra vonatkoztatva) Ringwood⁴ nyomán.

Jelentős vita alakult ki arról, hogy ez a könnyű elem mi lehet a magban. Mindenesetre egy ilyen elemnek a következő követelményeknek kell megfelelni: (1) elég gyakorinak kell lennie a napködben ahhoz, hogy a mag 5-15%-ának jelentős részét képezze, (2) képesnek kell lennie arra, hogy a Fe-Ni ötvözzel elegyedni tudjon és lehetőleg kishőmérsékletű (eutektikus) olvadáspontot okozzon, (3) a meteoritok ásványtanával összhangban legyen. E kritériumoknak többé-kevésbé a következő elemek felelnek meg: Si, C, K, S, H, O. A részletes elemzés azonban arra az eredményre vezetett, hogy önmagában egyetlen elem sem jelenthet megoldást a sűrűség különbség kompenzálására. Szilíciumból pl. 18% lenne szükséges ehhez, de mivel a Si oxidos és szilikátos állapotban van jelen, ezért előbb redukálnia kellene, amire nincs bizonyítékunk. A szén, a kén, a hidrogén és az oxigén egyaránt elszegényedést mutat a köpenyben és a kéregben, de ennek az elszegényedésnek oka volatilis jellegükkel értelmezhető és nem pedig azzal, hogy jelentős mennyiségük került volna a magba. A mag könnyű elem problematikájának nincs egyszerű megoldása. Lehetséges, hogy a felsorolt elemek közül több együttesen épült be a magba (pl. S, C, K, Si tartamú fázisok, amelyek jól ismertek a meteoritokban).

Ugyanakkor a mag a sziderofil elemek fő tároló helye a Földben, azonban ezek gyakorisága az előbb tárgyalt elemeknél sokkal kisebb (pl. V, Cr, W, Co, P, Mo, Au, Mn, Ga, Cu, Zn, Sn, As). Tekintettel arra, hogy a könnyű elemek mennyiségét és természetét nem tudjuk megállapítani a magban, McDonough és Sun⁵ a lehetséges maximális (15%) és minimális (5%) nem specifikált könnyű elem tartalom feltételezése mellett becsülte meg a mag és a teljes Föld kémiai összetételének szélső értékeit (1. táblázat). A számítás alapját a sziderofil elemeknek a kondritos meteoritokban megfigyelt konstans arányszámok képezik. Pl. a Fe/Ni arány a kondritos meteoritokban alig változik (~17). Feltételezve azt, hogy a Fe/Ni arány a Földben is kondritos és mivel tudjuk, hogy ez az arány a köpenyben a modellszámítások

szerint 31,9, akkor a mag Fe/Ni aránya ~16 kell legyen. A köpeny és mag tömegarányának ismeretében a teljes Föld kémiai összetételét kiszámolhatjuk.

1. Táblázat. A mag és a teljes Föld összetétele McDonough és Sun⁵ számításai alapján (az adatok tömeg%-ban, vagy ppm-ben értendők).

| 15% könnyű elem a magban | | | |
|--------------------------|--------|-------|-------------|
| | köpeny | mag | teljes Föld |
| Al (%) | 2,35 | | 1,59 |
| Ca | 2,53 | | 1,71 |
| Mg | 22,80 | | 15,40 |
| Si* | 21,00 | | 14,20 |
| Fe | 6,26 | 78,00 | 29,60 |
| Cr | 0,263 | 0,80 | 0,44 |
| Ni | 0,196 | 4,90 | 1,72 |
| Mn | 0,105 | 0,45 | 0,22 |
| Na (ppm) | 2670 | | 1800 |
| V (ppm) | 82 | 120 | 95 |
| Co | 0,0105 | 0,24 | 0,085 |
| P | 0,009 | 0,50 | 0,17 |
| összesen | | 84,9 | |

| 5% könnyű elem a magban | | | |
|-------------------------|--------|-------|-------------|
| | köpeny | mag | teljes Föld |
| Al (%) | 2,35 | | 1,59 |
| Ca | 2,53 | | 1,71 |
| Mg | 22,80 | | 15,40 |
| Si* | 21,00 | | 14,20 |
| Fe | 6,26 | 87,50 | 32,70 |
| Cr | 0,263 | 0,95 | 0,49 |
| Ni | 0,196 | 5,40 | 1,89 |
| Mn | 0,105 | 0,50 | 0,24 |
| Na (ppm) | 2670 | | 1800 |
| V (ppm) | 82 | 120 | 95 |
| Co | 0,0105 | 0,26 | 0,0915 |
| P | 0,009 | 0,50 | 0,17 |
| összesen | | 95,1 | |

* Nem számol szilíciummal a magban

4. A köpeny összetétele

A Föld tömegének legnagyobb részét, hozzávetőleg 67.5 %-át a szilikát kőzet, vagy ahogy a továbbiakban nevezzük, a szilikát Föld alkotja. A szilikát Föld túlnyomó részét a köpeny teszi ki, a kéreg részaránya nem éri el az 1 %-ot. A szilikát kőzetövre a geokémikusok gyakran a primitív köpeny kifejezést használják, ami a szilikát Föld elnevezés szinonímája, és a kéreg elkülönülése előtti köpenyt jelenti. A Föld összetételének megismerése szempontjából tehát a szilikát Föld, vagy más szóval a primitív köpeny összetételének megismerése alapvető fontosságú.

A köpeny összetételének vizsgálatára több lehetőség is adódik. Az egyik lehetőség a geofizikai módszerek alkalmazása, ezen belül a földrengéshullámok terjedési sebességének

vizsgálata, amely a köpeny felépítéséről, homogenitásáról, sőt a kísérleti ásványtani adatokkal összevetve bizonyos fokig a kémiai összetételéről is felvilágosítást ad. A geofizikai vizsgálatok alapján tudjuk, hogy a köpeny (egyszerűsítve) két fő részre, a felső- és az alsóköpenyre osztható, amelyeket a 400 és 660 km közötti átmeneti zóna választ el egymástól. A köpeny, bár a földrengéshullámok terjedése szempontjából szilárd halmazállapotú, a lassú mozgásokra képlékenynek mutatkozik, így abban konvekciós áramlások alakulnak ki. A jelenleg elfogadott modellek szerint az alsó- és a felsőköpenyben egymástól elszigetelt konvekciós áramlások vannak, amely a köpeny két részének bizonyos izolációjára utal. Vannak azonban olyan anyag mozgások, mint a köpeny-mag határról induló óriási köpeny feláramlás, az ún. plume, vagy a köpenybe nyomult óceáni kéreg süllyedése, amelyek átlélik az alsó- és a felsőköpeny határát. A geofizikai vizsgálatok azonban a kémiai összetételre, különösen a nyomelemek összetételére nem adnak közvetlen információt. A primitív köpeny kémiai összetételének becslésére a köpenyből származó kőzetminták és a kondritos meteoritok kémiai vizsgálata nyújt lehetőséget.

A köpenyből származó közvetlen kőzetmintákat egyrészt a tektonikus úton a felszínre került, gyakran többször 10 km-es nagyságú peridotit masszívumok, vagy a nagy mélységből felszínre tört lávák (bazalt, kimberlit) által felhozott kisebb, legfeljebb néhányszor 10 cm-es köpenydarabkák, az ún. peridotit xenolitok (idegen eredetű kőzetdarabkák) képviselik. A peridotit, a felsőköpeny jellemző kőzete, nevét a főalkotó ásványa, az olivin másik – főleg ékszerészek által használt - nevéből (peridot) kapta. Köpeny eredetű peridotit xenolitok Magyarországon, pl. a Balaton-felvidék egyes bazaltjaiból is gyűjthetők, és vizsgálatuk jelentős mértékben járult hozzá a Pannon-medence alatti felsőköpeny megismeréséhez⁶. A köpeny összetételéről további információt nyerhetünk a nagyhőmérsékletű köpeny eredetű olvadékokból kristályosodott kőzetek (pl. bazaltok és komatiitok) vizsgálata révén. Az ilyen kőzetek összetétele – bár csak közvetett módon – a köpenyforrás összetételét tükrözi. A primitív köpeny összetételének becsléséhez a geokémikusok mind a peridotit xenolitok, mind pedig a bazaltok összetételét figyelembe veszik, hiszen a köpeny eredetű xenolitok gyakran parciális olvadás utáni maradékok, amelyek az olvadás miatt a bazaltos komponensekben elszegényedtek. A peridotit xenolitok és bazaltok összetétele, illetve a peridotit-bazalt olvadási rendszer vizsgálata révén a primitív köpeny összetételének becslésére elsőként A.E. Ringwood⁷ végzett számításokat a 60-as években; az általa felállított modell pirolit-modellnek nevezik. A későbbiekben más szerzők is végeztek hasonló számításokat, amelyek bár különböző adatok felhasználásával és egymástól eltérő számítási eljárásokkal készültek, mégis az eredeti pirolit-modellhez igen hasonló eredményeket adtak. A primitív köpeny főelem összetétele Ringwood⁷, illetve McDonough és Sun⁵ alapján a 2. táblázatban látható. A köpeny összetétel becslésének másik lehetősége a kondritos meteoritok vizsgálatából adódik. A Föld, mint a többi égitest, a naprendszer őanyagának kondenzációja révén alakult ki, és ennek az őanyagának az összetételéhez az ún. szenes kondritok (CI) összetétele áll a legközelebb. A kondritos-földmodellek szerint a Föld kémiai összetétele kondritos meteoritokhoz hasonló, és a szilikát Föld, vagy

2. Táblázat. A primitív köpeny (szilikát Föld) összetétele különböző számítások alapján (az adatok tömeg%-ban értendők).

| | Pirolit modell (a) | Pirolit modell (b) | Kondritos modell (c) |
|--------------------------------|-----------------------|-----------------------|-------------------------|
| SiO ₂ | 44,76 | 45,00 | 49,52 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,20 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 4,46 | 4,45 | 3,56 |
| FeO | 8,43 | 8,05 | 7,14 |
| MnO | 0,14 | 0,14 | 0,12 |
| MgO | 37,23 | 37,80 | 35,68 |
| CaO | 3,60 | 3,55 | 2,82 |
| Na ₂ O | 0,61 | 0,36 | 0,29 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,02 |

^a Köpenyből származó minták alapján, Ringwood⁷.

^b Köpenyből származó minták alapján, McDonough és Sun⁵.

^c Szenes kondrit összetétel mínusz mag, Hart és Zindler⁸.

a primitív köpeny kémiai alkata a kondritok és a mag feltételezett összetétele alapján számolható. A kondritos földmodell mellett igen alapos érv, amire már Ringwood⁷ is felhívta a figyelmet, hogy a köpenyből származó kőzetminták, azaz a pirolit-modell alapján számított összetétel szerint a refrakter litofil elemek (pl. Ca, Al, Ti, Zr, Ba, ritkaföldfémek, Nb, Th, U) egymáshoz viszonyítva kondritos arányban vannak jelen. A kondritos földmodell problémája azonban az, hogy még elméletileg sem ad helyes becslést az ún. volatilis elemek mennyiségére. Ezen elemek kondenzációja ugyanis erősen függ a hőmérséklettől, illetve a naptól való távolságtól. Amint azt a Föld pirolit-modell alapján számított összetétele, valamint a radiogén izotóparányok vizsgálata bizonyítja, a volatilis elemek mennyisége jelentős csökkenést mutat a refrakter elemekhez viszonyítva, és a relatív elszegényedés mértéke az egyes elemek számított kondenzációs hőmérsékletével arányos⁹. A 2. táblázat a szilikát Föld kondritos modell alapján számított főelem összetételét is mutatja. A kétféle modell között vannak bizonyos különbségek, pl. az Mg/Si arányban mutatkozó jelentős eltérés, amelyek vagy arra vezethetők vissza, hogy a Föld összetétele még a főelemek esetében sem kondritos, vagy arra, hogy a pirolit-modell (pl. a köpeny rétegzettsége miatt) nem ad helyes képet a teljes szilikát Föld összetételére vonatkozóan.

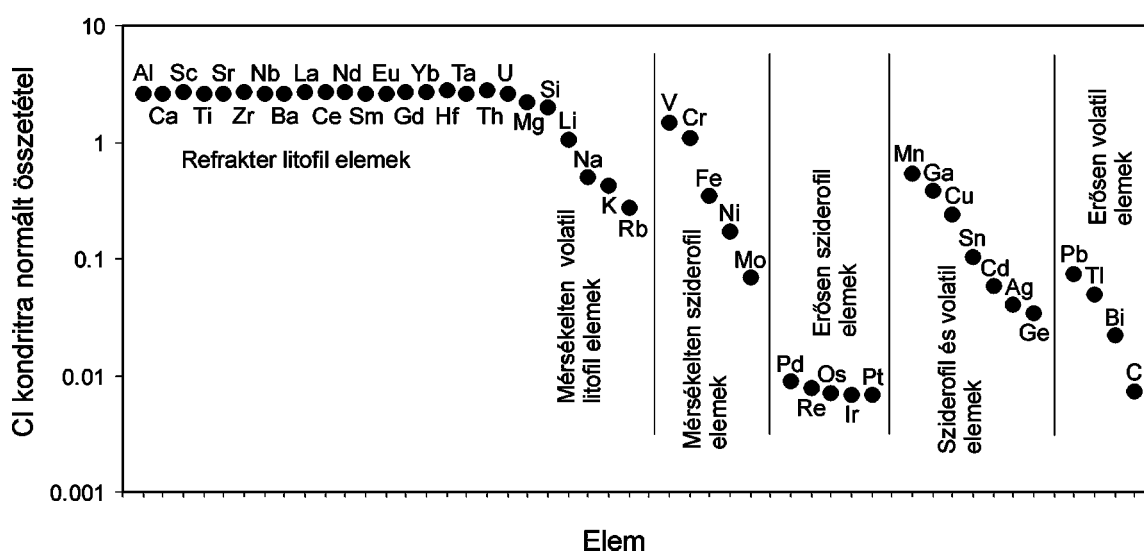
A probléma tisztázásában tehát az egyik legfontosabb kérdés, hogy a felsőköpenyből származó kőzetminták alapján végzett számítások mennyiben vonatkoztathatók a köpeny mélyebb részeire, az alsóköpenyre, illetve ezen keresztül a teljes szilikát Földre, azaz homogén-e a köpeny, vagy a felső- és alsóköpeny közötti szeizmikus határ nemcsak fázisátalakulást, hanem lényeges kémiai különbségeket is takar. Bár ez a kérdés természetszerűen régóta vita tárgya, ma a legtöbb geokémikus egyetért abban, hogy a pirolit-modell alapján számított összetétel nemcsak a felső-, hanem az alsóköpenyre is érvényes és nincs jelentős kémiai különbség a köpeny két alapvető része között. Bár a köpeny közvetlen kőzetmintái főleg a felsőköpenyből származnak, ismerünk xenolitokat az alsóköpenyből is. Ezeket a mintákat az igen nagy mélységből származó gyémántok mono-, illetve ritkábban poliminerális zárványai képviselik, és

ezek vizsgálata a lényegében homogén köpenyösszetételt támasztja alá.

Számos bizonyíték van arra, hogy a köpeny valamikor szinte teljesen olvadt állapotban volt (magmaóceán). A rétegzett köpeny-modell hívei szerint az alsó- és felsőköpeny közötti kémiai különbség kialakulását a magmaóceán kristályosodása okozta, amelynek következtében a különböző összetételű ásványok a kristályosodó szilikát Föld különböző szintjein dúsultak fel, jelentős kémiai inhomogenitást okozva. A magmaóceán kristályosodásával összefüggő köpeny inhomogenitás kialakulása elleni legfontosabb geokémiai érv az, hogy a refrakter litofil elemek a felsőköpenyben egymáshoz viszonyítva kondritos arányban vannak jelen. Mivel a különböző kristályosodó fázisok rácsába ezek az elemek rendkívül eltérő arányokban léphetnek be, a magmaóceán kristályosodása a refrakter litofil elemek egymáshoz viszonyított arányát jelentősen megváltoztatta volna. Minden jel arra mutat, hogy ez a kristályosodás nem okozott nagyléptékű inhomogenitást a köpenyben, illetve az esetleges inhomogenitást a későbbi konvekciós áramlások során kiegyenlítődött. A felsőköpenyre becslült összetétel tehát jó közelítéssel a teljes köpenyre, azaz a teljes szilikát Földre alkalmazható, és a kondritos földmodellhez viszonyított eltérések más okokra vezethetők vissza.

A legújabb becslések, amelyek nemcsak a főelemekre, hanem a nyomelemekre is kiterjednek, figyelembe veszik mind a köpenyből származó közetminták, mind pedig a meteoritok összetételének vizsgálati eredményeit. A 2. ábra a primitív köpeny összetételét mutatja McDonough és Sun⁵ becslése alapján, a szenes kondritokhoz, azaz a naprendszer feltételezett őanyagához viszonyítva. Az ábrán jól látható a refrakter litofil elemek (pl. Ca, Al, Ti, Zr, Ba, ritkaföldfémek, Nb, Th, U) egymáshoz viszonyított kondritos aránya, valamint a volatíl (pl. Pb, Tl, Hg, alkáliák, C, halogének) és a sziderofil elemek (Fe, Ni, platinafémek) elszegényedése. Míg a sziderofil elemek kivonódását a köpenyből a magban való dúsulás okozta, addig a volatíl elemek elszegényedése a kondenzációs és párolgási folyamatokkal függhet össze, és hiányuk a teljes Földre jellemző.

Bár, mint ahogy említettük, a köpeny nagyléptékű kémiai rétegzettségét nem mutat, bizonyos inhomogenitások mégis kimutathatók benne. A köpenyben kimutatott inhomogenitások egy része a Föld nagyléptékű tektonikai folyamatainak, például az óceáni kéreg, illetve az ezen található, részben kontinentális eredetű üledék szubdukciójának (köpenybe való betolódásának, visszaáramlásának) tulajdonítható. A köpeny felső részére azonban az ún. inkompatibilis elemek (azok az elemek, amelyek a köpeny anyagának részleges



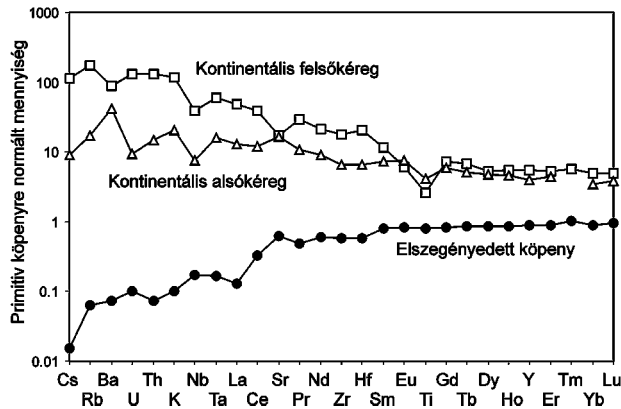
2. Ábra. A szilikát Föld, vagy más néven a primitív köpeny összetétele a CI szenes kondritok összetételéhez viszonyítva (tömegarány). Az adatok McDonough és Sun⁵ cikkéből származnak.

olvadása során az olvadékban dúsulnak, pl. U, Th, Rb, Ba, Nb, Sr, könnyűlantánidák) elszegényedése a jellemző, ami a kontinentális kéreg kialakulásával függ össze. A 3. ábrán az elszegényedett köpeny és a vele szinte komplementer kontinentális kéreg primitív köpenyhez viszonyított összetétele látható néhány jellemző elemre.

5. A kéreg összetétele

A Földön kétféle, óceáni és kontinentális kéreg létezik. Míg az óceáni kéreghez hasonló más föld-típusú bolygókon is találunk, a földi kontinentális kéregnek nincsen párja a Naprendszerben. Az óceáni kéreg a középóceáni hátságok mentén keletkezik és a kontinensek, illetve a szigetívek alá bukva a köpenybe tolódik vissza. Ezért az óceáni

kéreg élettartama viszonylag rövid (<200 millió év). A kontinentális kéreg főként a szubdukciós övek mentén, nagyrészt az andezit vulkánosság segítségével növekszik. A kontinentális kéreg a földtörténet során egyre növekszik, mert sokkal permanensebb, mint az óceáni kéreg. A legidősebb fennmaradt kőzettest a Grönlandban található Acosta gneisz közel 4 milliárd éves! A kéreg tömege mindössze 0,4 %-ot tesz ki a Föld tömegéből, ennek ellenére az erősen inkompatibilis elemek, mint pl. a Cs, Rb, K, Th, U teljes mennyiségének mintegy 30%-a kontinentális kéregben található meg. Ez arra mutat rá, hogy a köpeny és a kéreg közötti kémiai differenciáció fő hajtó ereje a magmás tevékenység. Az inkompatibilis elemek ugyanis az olvadékokban koncentrálnak és azzal együtt a kéregbe jutnak.



3. Ábra. Az elszegényedett köpeny és a kontinentális kéreg primitív köpenyre normált inkompatibilis nyomelem összetétel diagramja. Az adatok Rudnick és Fountain¹⁰, valamint Taylor és McLennan¹¹ cikkéből származnak.

Az óceáni kéreg eléggé homogén felépítésű és a felső vékony üledékes réteget leszámítva bazaltos kőzetek alkotják. Ezzel szemben a kontinentális kéreg komplex, sokféle kőzet építi fel. A geológusok csak a felsőkéreg (felső 10 km) ismerik részletesen, ami a teljes kéreg 25%-a. Az alsókéreg a Föld meglehetősen ismeretlen része. Az a kevés ismeret, amely az alsókéregről rendelkezésünkre áll, jórészt a vulkánok által ebből a zónából felhozott xenolitok tanulmányozásából származik; ilyen alsókéreg eredetű xenolitok Magyarországon is találhatók^{12,13}. A kéreg összetételének becslése tehát nagyrészt modell függő. A felsőkéregből, a radioaktív bomlásból származó hőáram értéke igen nagy, ami azt jelenti, hogy túl sok K, U és Th van a felsőkéregben, ezért az alsókéregbe ezekből az elemekből szükségképpen kevesebb juthat. A kontinentális kéreg alsó és felső része differenciálódott, ami a kérgen belüli magmás tevékenységnek, különösen a gránitos magmatizmusnak köszönhető. A savanyú (SiO₂-dús) gránitos magmák az alsókéreg részleges megolvadásából keletkeznek és felnyomulva intruziókat képeznek a felsőkéregben. Ugyanakkor a megolvadás következtében az alsókéregben visszamaradt kőzetek, az ún. resztittek bázisos (SiO₂-szegény Mg és Fe-gazdag) összetétel felé tolódnak el.

A felsőkéreg összetételének becslése a következőképpen történhet: (a) a fő kőzettípusok areális (területi) elterjedésének, vagy térfogatának becslésével és azok átlagos kémiai összetételének figyelembevételével; (b) a természetes átlagoló folyamatok felhasználásával pl. glaciális agyagok, szélfújta glaciális por (löss), finomszemcsés terrigén üledékek (palák). E módszerek meglehetősen konzisztens eredményekhez vezettek, vagyis ahhoz, hogy a felsőkéreg közel áll egy 10 km vastag granodiorit (SiO₂-dús magmás kőzet) réteg összetételéhez (3. ábrázat).

Az alsókéreg a teljes kéreg 75%-a, ezért nagyon fontos, hogy összetételét képesek legyünk megbecsülni. A mintavétel azonban nagyon szegényes. Szóba jöhetnek itt a tektonikai mozgások során feltehetőleg az alsókéregből felszínre jutott kőzettestek (nagy nyomású metamorf kőzetek). Ezekről azonban, legalábbis részben, gyanítható, hogy inkább a középső, mintsem, hogy az alsókéregből származnak. Egy másik módszer modellszámításon alapszik, amikor

is az alsókéreg összetételét valamilyen modell alapján meghatározott teljes kéreg összetételből 25% felsőkéreg vonunk le¹⁰ (3. táblázat). Talán a legmegbízhatóbb alsókéreg összetételt az alsókéregből származó granulit xenolitok elemzéseinek átlagolásából kaphatjuk. Az alsókéreg xenolitok nagy többsége metamagmás (magmás kőzetből átalakult SiO₂-szegény, Fe- és Mg-gazdag kőzet).

3. Táblázat. A kéreg összetétele (tömeg%)

| | felsőkéreg | alsókéreg (a) | alsókéreg (b) |
|--------------------------------|------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 66,0 | 54,4 | 50,5 |
| TiO ₂ | 0,5 | 0,9 | 1,0 |
| Al ₂ O ₃ | 15,2 | 16,1 | 16,5 |
| FeO | 4,5 | 10,6 | 9,0 |
| MnO | | 0,2 | 0,15 |
| MgO | 2,2 | 6,3 | 7,8 |
| CaO | 4,2 | 8,5 | 9,7 |
| Na ₂ O | 3,9 | 2,8 | 2,4 |
| K ₂ O | 3,4 | 0,34 | 0,79 |
| P ₂ O ₅ | | | 0,23 |

^a Teljes kéreg mínusz 25% felsőkéreg, Taylor és McLennan¹¹.

^b A xenolitok átlaga, Rudnick & Presper¹⁴.

6. Mire következtethetünk a kémiai összetételből?

A Föld és egyes öveinek kémiai összetétele fontos információkat hordoz a Föld kialakulásának és fejlődésének, differenciálódásának körülményeiről. A geokémikus és kozmokémikus feladata éppen az, hogy a kőzetek, meteoritok nyom- és főelem, valamint izotóparány viszonyaiban elrejtett kódokat megfejtse és azokat értelmezze. A geokémiában az izotóparányok nem csak és nem elsősorban a kormeghatározást szolgálják, hanem egyes, célszerűen megválasztott nyomelemek arányszámaival közösen, geológiai történések nyomon követését teszik lehetővé.

6.1. Refrakter litofil elemek és a volatilis elemek

A 2. ábra a kémiai elemek gyakoriságát mutatja be a teljes szilikát Földben (primitív köpeny), CI szenes kondritok összetételére vonatkoztatva. A refrakter litofil elemek, mint pl., az Al, Ca, Ti, Sc és a ritkaföldek gyakorisága szenes kondritokhoz képest egy teljesen egyenletes 2,8-szeres dúsulást mutat. Mivel az Al, Ca, Sc vagy Mg egyike sem vándorol a magba, következésképp ezekben az esetekben az elemgyakoriságok a teljes Föld összetételét képviselik, amennyiben ezeket az elemgyakoriságokat a köpenynek a teljes Földhöz viszonyított tömegarányával korrigáljuk (a kondritos gyakorisághoz képest tapasztalható relatív dúsulás oka ugyanis a mag képződése). A mérsékelt volatilis jellegű alkáli fémek azonban a szenes kondritokhoz képest határozott elszegényedést mutatnak, míg az erősen volatilis elemek (pl. Pb, Tl, Bi, C) elszegényedése még szembetűnőbb. Mindebből arra lehet következtetni, hogy a Föld gőzfrakcionált kondritos anyagból épült fel olyan nagy hőmérsékleten, mely túl nagy volt a volatilis elemek teljes kondenzálódásához (>1000 °K). Ebben szerepe lehetett az újonnan született Nap igen intenzív napszél tevékenységének

(T-Tauri fázis), amely hirtelen erős hőmérséklet emelkedéssel is járt, ami a belső bolygók térségéből kisöpörte a könnyű és illékony elemeket. A Hold esetében a refrakter elemek még a Földhöz képest is 2-3-szor gyakoribbak, a mérsékelt illók (K, Rb) viszont elszegényedtek. Mindez arra utal, hogy a Hold extrém körülmények között jött létre (valószínűleg a Földnek egy Mars nagyságú bolygóval való ütközése következtében).

6.2. Sziderofil elemek

A sziderofil elemek két csoportot alkotnak. A platinafémek és az arany erősen sziderofil jellegűek (2. ábra), fém/szilikát megoszlási hányadosaik $> 10^4$. Ezzel szemben az olyan elemek, mint a molibdén és a wolfram csak mérsékelt sziderofilek. A sziderofil elemek a litofil elemekhez képest erősen elszegényedtek a szilikát Földben, ami azzal magyarázható, hogy a Földnek van vasmagja. Bár az erősen sziderofil elemek koncentrációja kicsi a köpenyben, azonban nem olyan mértékben, mint ahogy azt a magalkotó fém és a reziduális szilikátos köpeny közötti egyensúlyi megoszlások alapján várhatnánk (sziderofil anomália). Az irídiumnak és az aranyak fém/szilikát megoszlási hányadosa $\sim 10^5$, ami azt jelenti, hogy egyensúly esetén a fém százezerszer több irídiumot és aranyat tartalmaz, mint a szilikát. Elméletileg ezeknek az elemeknek teljes egészében a magban kellene koncentrálniuk. Ezért a mag-köpeny egyensúly nem magyarázza meg az erősen sziderofil elemek gyakoriságát a Föld köpenyében. Valószínű ezért, mert a köpeny jelenlegi erősen sziderofil elem tartalma egy utólagos hozzáadódás, egy késői akkréciós folyamat eredménye¹⁵. Az ütközéseknek mindenképpen a mag kialakulása után kellett bekövetkeznie és a becsapódó testekben nem lehetett szabad vas, vagy ha igen, akkor az gyorsan oxidálódott, hogy fémolvadék ne keletkezhesen, ami kivonná az erősen sziderofil elemeket a köpenyből. A platina-csoport elemeinek késői hozzáadódása a „késői burkolat” („late veneer”) hipotézis név alatt vált ismertté¹⁵. Ez a modell előfeltételezi, hogy a köpenyben már nem volt platina elem a késői bombázás időszakában, amely a platinafémek jelenlegi koncentrációját beállította a köpenyben. A „késői burkolat” kondritos tömegét a Föld tömegének 1 %-ára becsülik, ennek a tömegnek nincs mérhető befolyása a többi elemre, csak a platinafémekre. A platinafémek gyakorisága a köpenyben a Föld minden részén azonos, ami arra utal, hogy a késői bombázás után egy rendkívül hatékony homogenizálódási folyamat, valószínűleg erős konvekciós áramlás simította el az eredetileg szükségképpen heterogén platinafém eloszlást.

6.3. Magnézium és szilícium

Négy elem, a Mg, Si, Fe és O több mint 90%-ban járulnak a Föld tömegéhez. A Mg, Si és Fe közelítőleg hasonló relatív gyakoriságban található a Napban, a kondritos meteoritokban és valószínűleg a teljes Földben is. Ezzel szemben a Föld köpenyének Mg/Si hányadosa enyhén nagyobb, mint a kondritos hányados. Ezt a dilemmát az egyik iskola úgy próbálja feloldani, hogy feltételezi, hogy a teljes Földnek kondritos Mg/Si aránya kell legyen és a felsőköpenyben észlelt nem-kondritos arányt a kondritosnál kisebb arány kompenzálja az alsóköpenyben¹⁶. Az összetételében rétegzett földmodell azonban egyre inkább valószínűtlenné vált és ma uralkodó felfogás szerint az alsóköpeny összetétele nem különbözik a felsőköpenyétől. Egy másik lehetőség bizonyos

mennyiségű szilícium veszteséggel számol a köpenyben a mag javára¹⁷. Ez utóbbi javaslatnak az az előnye is megvan, hogy csökkentené a külső mag sűrűségét, amiről tudjuk, hogy ~ 10 -15%-al kisebb a tiszta vas-nikkel ötvözeténél.

6.4. A Föld vastartalma

Ha a köpenyben lévő vastartalmat hozzáadjuk a mag vastartalmához, feltételezve, hogy ez utóbbiban 5 % Si és 5 % Ni is van, akkor azt kapjuk, hogy a teljes Földnek 10, vagy inkább 20% vas feleslege van a CI kondritokhoz képest. A Föld növekedése nagy, Hold és Mars méretű bolygó-embriókkal való ütközések által magyarázhatóan szolgálhat a Föld vasfeleslegére. A nagy becsapódások a Föld anyaga egy részének eltávozásával járnak és ez sokkal inkább érinti a szilikátos részt, mint a vasat, amennyiben a Földnek már volt vasmagja amikor a becsapódások megtörténtek. Egy hasonló ütközéses-eróziós modell magyarázhatja a Merkúr kiemelkedően nagy fém részarányát¹⁸.

7. Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak dr. Keszei Ernőnek és dr. Szabó Csabának a cikk gondos lektorálásért. A szerzők alsókéreg és felsőköpeny kutatásait az OTKA T 025978, T 035031 és T 037382 pályázat finanszírozta.

Bibliográfiai hivatkozások

1. Kleine, T.; Munker, C.; Mezger, K.; Palme, H. *Nature* **2002**, *418*, 952-955.
2. Anderson, D. L.; Kovach, R. L. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1967**, *3*, 19-24.
3. Mao, H. K.; Wu, Y.; Chen, L. C.; Shu, J. F. *J. Geophys. Res.* **1990**, *95*, 21737-21742.
4. Ringwood, A. E. *In The Earth: its Origin, Structure and Evolution*; McElhinny, M. V. Ed.; Academic Press: New York, **1979**; pp. 1-58.
5. McDonough, W. F.; Sun, S.-S. *Chem. Geol.* **1995**, *120*, 223-253.
6. Embey-Isztin, A.; Scharbert, H. G.; Dietrich, H.; Poultidis, H. *J. Petrol.* **1989**, *30*, 79-105.
7. Ringwood, A. E. *In Advances in Earth Sciences*; Hurley, P.M. Ed.; MIT Press: Cambridge, **1966**; pp. 287-356.
8. Hart, S. R.; Zindler, G. A. *Chem. Geol.* **1986**, *57*, 247-267.
9. Allègre, C.; Manhès, G.; Lewin, É. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2001**, *185*, 49-69.
10. Rudnick, R. L.; Fountain D. M. *Rev. Geophys.* **1995**, *33*, 267-309.
11. Taylor, S. R.; McLennan, S. M. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell: Oxford, **1985**.
12. Embey-Isztin A.; Downes, H.; Kempton, P. D.; Dobosi, G.; Thirlwall M. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2003**, *144*, 652-670.
13. Dobosi, G.; Kempton, P.; Downes, H.; Embey-Isztin, A.; Thirlwall M.; Greenwood, P. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2003**, *144*, 671-683.
14. Rudnick, R. L., Presper, T. *In Granulites and Crustal Evolution*; Vielzeuf D., Vidal, P. Ed.; Kluwer: Dordrecht, **1990**; pp. 523-550.
15. Kimura, K.; Lewis, R. S.; Anders, E. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1974**, *38*, 683-701.
16. Anderson, D. L. *Theory of the Earth*, Blackwell: Boston, **1989**.

17. Hillgreen, V. J.; Gessmann, C. K.; Li, J. *In Origin of the Earth and Moon*; Canup R. M.; Righter K., Ed.; University of Arizona Press: Tuscon, 2000; pp. 245-263.

18. Benz, W.; Slattery, W. L.; Cameron, A. G. W. *Icarus* 1988, 74, 516-528.

Chemical composition and differentiation of the Earth

The estimation of the chemical composition of the Earth is a difficult issue. The main problem is that we can only sample the outer part of the Earth, the crust and the mantle and we have no access to the deep interior, the core. To circumvent this difficulty, two main approaches have traditionally been used. The first approach relies on the composition of primitive meteorites, especially the C1 carbonaceous chondrites that are regarded as the oldest unprocessed solar nebula material, from which planets have been formed. These objects are closest in composition to the Sun that comprises more than 99 per cent of the solar system. The second approach is the so-called pyrolite model of Ringwood⁶. This model calculates the chemical composition of the silicate Earth (bulk Earth minus core) from the chemical analyses of mantle material and taking account of the loss of a basaltic component.

Geophysical, cosmochemical constraints strongly suggest that the core must be composed of a Fe-Ni alloy. However, the density of the liquid outer core is smaller by 5 to 15 per cent than that of the pure iron. The nature and the exact proportions of the light elements in the core is unknown at present. Possible candidates are Si, C, K, S, H and O. A combination of several of these elements may satisfy the density requirement. Hence we cannot define the nature and proportions of light elements in the core⁴, we have calculated the end-compositions of the core assuming 5% and 15% light element content, respectively (Table 1).

The silicate Earth or the primitive mantle constitutes 67.5 % of the bulk Earth. The mantle is the largest geochemical reservoir of the Earth, thus the estimation of its composition is critical to the understanding the composition of the bulk Earth. The composition of the primitive mantle can be determined in different ways. One possibility is using the chemical composition of the mantle xenoliths (fragments of the mantle carried mainly by basaltic magmas to the surface) and high-temperature primitive melts. One of the earliest approach of this type was the pyrolite-model of Ringwood⁶. This model used the melt-residuum relationship between basalts (mantle-derived melt) and peridotites (typical upper mantle rock) and the chemical composition of the upper

mantle rocks and their partial melts for the determination of the primitive mantle composition (Table 2). However, samples are available mainly from the upper mantle, an important question of the pyrolite-model is its applicability to the lower mantle. There are several lines of evidences for the compositional homogeneity between the upper and the lower mantle. The other way for the estimation of the silicate Earth composition is using the chondritic meteorite data (chondritic Earth models). A recent estimation (McDonough and Sun⁴) for the silicate Earth composition can be seen in Fig. 2. The contents of the refractory lithophile elements in the silicate Earth correspond to their chondritic abundances, but there is a considerable depletion in the siderophile elements (concentrated in the core) and volatile elements relative to the carbonaceous chondrites. The depletion of the volatile elements in the primitive mantle and in the bulk Earth is connected to a volatility-controlled condensation process: temperature control of the condensation of hot gases onto primitive grains or secondary reheating by super solar wind (T-Taurus phase of the Sun) during the formation of the Earth.

The crust differentiated from the mantle. Though the mass of the crust is only 0.4 per cent from the total mass of the Earth, it is an important reservoir for the incompatible elements such as Cs, Rb, K, U and Th. 30 per cent of the total mass of these elements reside in the continental crust. The mechanism of transfer of the incompatible elements is the magmatism because incompatible elements preferentially partition into the liquid magma phase. The upper crust (upper 10 km) is well exposed and its composition can be estimated by averaging the compositions of the known rock types or by using natural averaging processes such as shales or glacial deposits. The different methods provided consistent results showing that the upper crust has granodioritic composition (Table 3). However, 75 per cent of the total crust is in the lower crust, and this is a poorly known region of the Earth. Perhaps the best estimate of the composition of the lower crust can be obtained from the lower crustal granulite xenoliths (Table 3). These are fragments of the lower crust brought to the surface by volcanic eruptions.