Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Földtan-Geofizika Doktori Program

Magyar Tudományos Akadémia
Izotópkutató Intézet
Nukleáris Kutatások Osztálya

Eötvös Loránd Tudományegyetem FFI
Kőzettan-Geokémiai Tanszék

A Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter mészalkáli vulkáni kőzeteinek bór geokémiai összetétele és kapcsolata a szubdukciós folyamatokkal: prompt-gamma aktivációs analitikai vizsgálatok

DOKTORI (PHD) ÉRTEKEZÉS

GMÉLING KATALIN
tudományos munkatárs, MTA IKI

Témavezetők: **Dr. Harangi Szabolcs**, DSc, egyetemi tanár, ELTE FFI,
Dr. Kasztovszky Zsolt, PhD, tudományos főmunkatárs, MTA IKI

Földtudományi Doktori Iskola
Vezető: **Dr. Gábris Gyula**, DSc, egyetemi tanár

Földtan-Geofizika Doktori program
Programvezető: **Dr. Monostori Miklós**, DSc, egyetemi tanár

Budapest,
2010.

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Földtan-Geofizika Doktori Program

Magyar Tudományos Akadémia
Izotópkutató Intézet
Nukleáris Kutatások Osztálya

A Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter mészalkáli vulkáni kőzeteinek bór geokémiai összetétele és kapcsolata a szubdukciós folyamatokkal: prompt-gamma aktivációs analitikai vizsgálatok

Gméling Katalin

„... a természet jelenségei igen változatosak, sokszor érthetetlenek - de az érthetetlen jelenségek reális volta azért semmiképpen sem tagadható.”
(Verne Gyula: Utazás a Holdba)

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék……..……..... 1

Bevezetés….....……..... 3

1. Szubdukciós zónák és anyagkörforgalmuk…….....……..... 5

2. Geológiai háttér és geokémiai összefüggések……..... 11

2.1 A Pannon-medence neogén geodinamikája……..... 11

2.2 A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter mészalkáli vulkanizmusa....……..... 14

2.3 Neogén-kvarter mészalkáli vulkáni kőzetek geokémiája.....……..... 20

3. Vizsgált területek és kőzeteik.....……..... 22

3.1 Nyugat-kárpáti vulkáni terület.....……..... 25

3.2 Kelet-kárpáti vulkáni terület.....……..... 32

3.3 Vizsgált alkáli bazalt vulkáni területek a Kárpát-medencéből.....……..... 36

3.4 Vizsgált alsó litoszféra xenolitok, valamint flis kőzetek a Kárpát-medencéből..... 38

4. A bór geokémiája.....……..... 40

4.1 Különböző rezervoárok bórkoncentrációja.....…..... 43

4.2 Bór mobilitása vizes fluidumokban.....……..... 46

4.3 Bór viselkedése magmás differenciáció és részleges olvadás során...……..... 47

4.4 Bórkoncentráció változása mállás, metamorfózis, dehidratáció és szubdukció közben..... 48

5. Vizsgálati módszerek.....…….....

5.1 A bórkoncentráció mérésére alkalmazott mérési technikák...……..... 52

5.2 Prompt-gamma aktivációs analízis…….....……..... 53

5.3 Neutronaktivációs analízis.....……..... 60

5.4 Egyéb felhasznált analitikai módszerek.....……..... 62

6. Vizsgálati eredmények.....……..……..... 66

6.1 Főelem geokémia eredmények.....……..... 69

6.2 Nyomelem geokémia eredmények.....……..... 70

6.3 A bórgeokémiai adatok.....……..... 74

6.4 Pannon-medence alatti földköpeny felső részének, valamint az alsó és felső földkéregnek a bórtartalma..... 77

7. Eredmények Értelmezés.....…….....

7.1 A nyugat-kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai összefüggései..... 83

7.1.1 Frakcionáció a nyugat-kárpáti vulkáni területen..... 84

7.1.2 Kéregkontamináció a nyugat-kárpáti vulkáni területen..... 92
7.1.3 Részleges olvadás a nyugat-kárpáti vulkáni területen..... 96
7.1.4 Magmaforrás kontamináció a nyugat-kárpáti vulkáni területen..... 100
7.1.5 Bórkoncentráció idő és térbeli változása a nyugat-kárpáti vulkáni területen..... 105
7.2 Kelet Kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai összefüggései..... 109
7.2.1 Frakcionáció a kelet-kárpáti vulkáni területen..... 111
7.2.2 Kéregkontamináció a kelet-kárpáti vulkáni területen..... 118
7.2.3 Részleges olvadás a kelet-kárpáti vulkáni területen..... 122
7.2.4 Magmaforrás kontamináció a kelet-kárpáti vulkáni területen..... 125
7.2.5 Bórkoncentráció idő és térbeli változása a kelet-kárpáti vulkáni területen..... 132
8. Összefoglaló következtetések..... 135
Rövid összefoglalás..... 142
Abstract 143
9. Köszönetnyilvánítás.....
10. Irodalomjegyzék..... 144

Mellékletek

I. Táblázat I
II. Rövidítések jegyzéke XI
III. Ábrák jegyzéke/Figure captions in English XIII
IV. Kémiai és fizikai adatok a bórról XXIII

BEVEZETÉS

A Naprendszerben egyetlen olyan bolygót sem ismerünk, amelyen a földihez hasonló lemeztektonikai folyamatok zajlanának. A lemezmozgások és a vulkáni működés az évmilliárdok folyamán hozzájárultak a hidroszféra és az atmoszféra kialakulásához, a kontinensek megszületéséhez, létrehozva a földi élet színtereit, és formálják ma is bolygónk természeti arculatát. A Föld külső, merev burkát alkotó kőzetlemezek határain találjuk a vulkáni képződmények több, mint 90%-át. A Föld legveszélyesebb aktív tűzhányói a közeledő lemezek szegélyén helyezkednek el. E tektonikai környezetben a magmaképződést számos tényező befolyásolja, mint például a földköpenybe lejutó üledékes anyag típusa, az alábukó lemez hőmérséklete, a lemezből felszabaduló fluidumok, és az alábukó óceáni lemez feletti köpeny kőzettani és geokémiai jellege. A szigetívek és kontinentális ívek vulkáni képződményei a köpenykőzetekhez képest fluid-mobilis és inkompatibilis elemekben gazdagabbak, így bórkoncentrációjuk is nagyobb.

A szubdukciós zónák a földkéreg és a földköpeny közti kémiai kölcsönhatások tanulmányozására, és a két geokémiai rezervoár hosszú távú fejlődésének megértésére kiváló kutatási lehetőséget nyújtanak. A szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni kőzetekben néhány elem és elemarány a mélyben zajló folyamatok hatását érzékenyen tükrözi. Az utóbbi évtizedben egyre több kutató használta az úgynevezett fluid-mobilis nyomelemek, mint például a bórkoncentráció eloszlásának megfigyelését az alábukási zónák és a hozzájuk kapcsolódó vulkáni területek anyagkörforgalmának vizsgálatára. A bór amellett, hogy erősen fluid-mobilis, még inkompatibilis is, így a fluid metaszomatózis kiváló nyomjelzője (pl. Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994; Leeman & Sisson 1996). Geokémiai jelentősége ellenére a vulkáni-, és a szubdukcióhoz kapcsolódó metamorf kőzetek bórkoncentrációjának szisztematikus vizsgálatával csak a ’90-es évek elejétől kezdtek el foglalkozni. Ennek elsődleges oka a bórkoncentráció pontos analitikai meghatározásának nehézségeiben rejlik. A kőzetminták bórtartalmának meghatározására ma már több analitikai módszer is elterjedt, mint például az induktív csatolású plazma (ICP-MS) és másodlagos ion tömegspektrometria (SIMS). A bórtartalom meghatározásában azonban a legpontosabb, és egyben a legegyszerűbb mintaelőkészítéssel járó módszer a prompt-gamma aktivációs analízis (PGAA).

Európában jelenleg Magyarországon üzemel az egyetlen olyan PGAA laboratórium, ahonnan geológiai minták elemzéséből származó bór, fő- és egyéb nyomelem adatokat nemzetközileg publikáltak. A PGAA berendezést az MTA Izotópkutató Intézet Nukleáris Kutatások Osztálya működteti a Budapesti Neutron Központban (BNC). A Nukleáris Kutatások

Osztályának munkatársaként elsőként vizsgáltam PGAA-val a Kárpát-Pannon mészalkáli vulkáni kőzetek összetételét, az elemzések eredményeit összehasonlítottam a korábban más módszerekkel megmért fő- és nyomelem adatokkal, valamint geológiai standardok mérésével meghatároztuk a módszer pontosságát, alátámasztottuk hatékonyságát, és ezzel bizonyítottuk a módszer geokémiai alkalmazhatóságát. A PGAA kiválóan alkalmas teljes kőzetek bórkoncentráció mérésére, mert a bórnak nagy a neutronbefogási hatáskeresztmetszete, így egy karakterisztikus csúcsa van a prompt-gamma spektrumban. Kutatómunkám elsődleges célja az volt, hogy a PGAA-vizsgálatok eredményeit felhasználva képet alkothassak a Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter mészalkáli vulkáni kőzeteinek bórtartalmáról és geokémiai összetételéről, továbbá ezek szubdukciós folyamatokkal való kapcsolatáról. Összehasonlításképpen elvégeztem számos, a Kárpát-Pannon térségből származó alkáli bazalt és xenolitjaik PGAA vizsgálatát és néhány a térségen kívüli területekről származó mészalkáli vulkáni kőzet bórkoncentrációját is megmértem, valamint nemzetközi irodalmi adatokat is felhasználtam. Az a cél, hogy a hazai PGAA módszert bevezessük a geokémiában általánosan használt analitikai eszközök körébe mára megvalósult, amit bizonyít a nemzetközi együttműködésből származó számos publikáció is (Marschall et al. 2005; Marschall et al 2006;. Harangi et al. 2007; Pelletier et al. 2008; Németh et al. 2008; Marschall et al. 2009;Cristache et al. 2009; Di Nicola et al. 2009, Kiss et al. 2010; Kodolányi et al. 2010; Seghedi et al. 2010b).

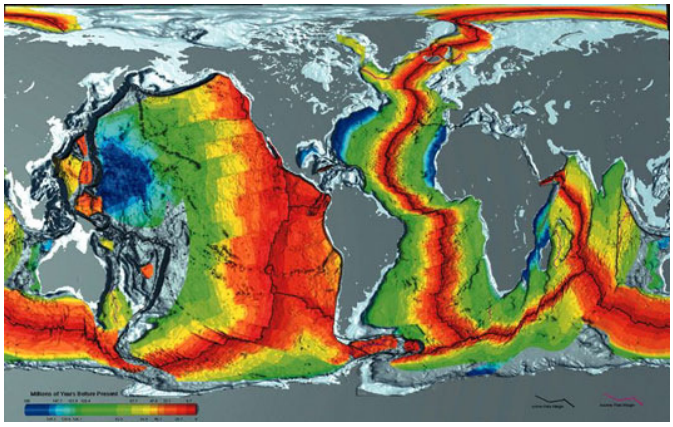
A bór, mint a szubdukciós fluidumok nyomjelzője fontos információval szolgálhat a kárpáti ívvel közel párhuzamosan, mintegy 700 km hosszan húzódó, feltételezhetően szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni képződmények vizsgálatakor. Ezért témavezetőim 2002-ben újszerű kutatási projektet (OTKA T 037974) indítottak el, amelynek fő célja volt a bórkoncentráció mérése a Kárpát-medence vulkáni kőzetein, amellyel vizsgálható a magmatizmus szubdukció folyamatokkal való kapcsolata. Ennek a kutatómunkának a keretében készítettem el a diploma dolgozatom, amelyben az Észak-Pannon mészalkáli vulkáni terület kőzeteinek bórkoncentráció változását vizsgáltam (Gméling 2003). A doktori munkám e kutatásszerves folytatása, ami kiterjed az egész Kárpát-medence mészalkáli vulkáni képződményeire, összehasonlítva a Kárpátok nyugati, illetve keleti részén található vulkáni területeket. Az ív egyes részein a vulkáni képződmények a feltételezett szubdukciós szutúrára merőlegesen, máshol azzal párhuzamosan futnak. Térben és időben követhetjük a vulkáni kőzetekben megjelenő bórkoncentráció változást és a szubdukciós folyamatokat. A magma differenciáció, a kéreg kontamináció és a részleges olvadás modellezésével megfigyelhetjük a kőzetek B-tartalmának változását, valamint a forrásrégióra ható fluidumok eredetét és mértékét.

1. SZUBDUKCIÓS ZÓNÁK ÉS ANYAGKÖRFORGALMUK

A Föld szilárd külső burkát alkotó litoszféra lemezek a viszonylag képlékeny asztenoszférán képesek elmozdulni. Az egymáshoz viszonyított mozgás függvényében a lemezek háromféle módon viselkedhetnek. A távolodó (*divergens*) lemezek szegélyei, a riftek és a közép óceáni hátságok mentén a köpeny olvadt anyaga legtöbbször szelíd (*effuzív*) vulkáni folyamatokkal kerül a felszínre. Így képződnek az óceáni lemezek (**1.1. ábra**), amelyek a közeledő szegélyeken eltűnnek, hozzájárulva a köpeny-kéreg anyagkörforgásához. Közeledő (*konvergens*) lemezek találkozásakor a nagyobb sűrűségű óceáni lemez egy másik óceáni, vagy kontinentális lemez alá bukik és a földköpenybe nyomul (**1.1. ábra**). Óceáni szigetívek, vagy kontinensperemi vulkáni ívek képződnek a szubdukciós övek mentén, sokszor pusztító erejű (*explozív*) vulkánkitörések kíséretében. Ezek a területek ma a kontinentális kéregképződés és növekedés fő színterei. A mozgások harmadik típusa, amikor a lemezek egymás mellett elcsúsznak, súrlódnak. Ezeken a területeken a legkevésbé gyakoriak a vulkánkitörések, viszont az erős földrengések nem maradnak el.

1.1. ábra: Távolodó és közeledő lemezszegélyek és vulkanizmusuk. http://www.geodesy.cwu.edu/instruments/tilt/images/subduction2.JPG

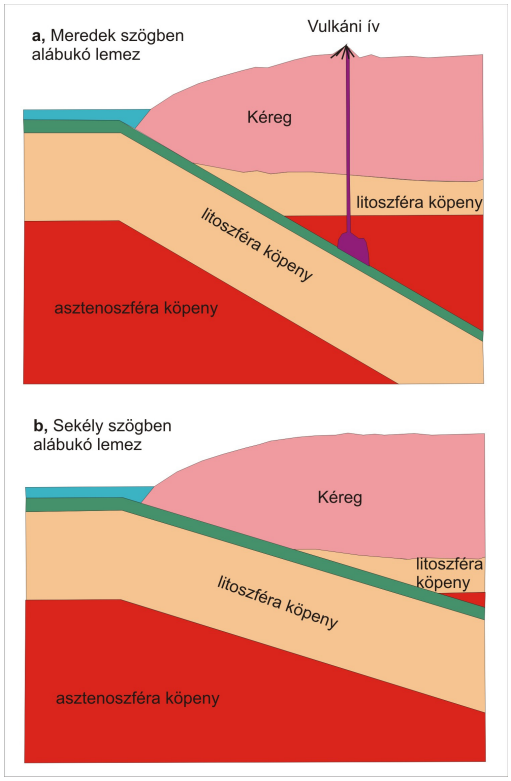
A divergens lemezszegélyeken képződő óceáni litoszféra lemezek az óceáni hátságtól távolodva egyre idősebbek és a konvergens lemezhatárokon elérve a kisebb sűrűségű óceáni, vagy kontinentális lemezt alábuknak a köpenybe. A legidősebb óceáni kéregdarab kora 180 millió év körüli (**1.2. ábra**). Az óceáni hátságok a feláramló asztenoszféra hatására relatív kiemelkednek. A távolodó egyre idősebb óceáni kéreg sűrűsége nő. A nagy sűrűségű alábukó lemezek mozgását inkább a gravitáció, mintsem a köpenyáramok befolyásolják (Sigurdsson 2000).



1.2. ábra: Az óceáni kéreg korát színskála jelzi, vöröstől kékig a kőzetek idősödésével. A kék színű kéreg kb. 180 millió évvel ezelőtt képződött. A vörös színű kéreg fiatal, a földtani közelmúltban képződött. A középső fekete vonal az óceán középi vulkáni rift hátságot jelzi. (*Forrás: National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration*).

A konvergens lemezszegélyeken a lemezalábukás fizikai paraméterei nagyban befolyásolják a magmaképződés és

vulkanizmus folyamatát (Leeman et al. 1994; Schmidt & Poli 1998). Az idősebb, ridegebb és egyben hidegebb óceáni kéreg általában meredek szögben bukik alá, jobban lehűti a befogadó köpenyék anyagát, mélyebbre képes szállítani a víztartalmú ásványokat (Philippot et al. 1998; Scambelluri & Philipot 2001), így azok fluid tartalma csak nagyobb mélységben szabadul fel (**1.3.a ábra**), úgy 120-130 km mélyen, ahol a köpenyék anyaga a fluid metaszomatózis és a megfelelő nyomás-hőmérsékleti viszonyok hatására megolvad. Ilyen alábukó lemezek felett a felszínen gyakori a vulkáni ívek kialakulása. A fiatal óceáni litoszféra lemez rugalmasabb, hőmérséklete magasabb, így viszonylag kis szögben bukik alá (**1.3.b ábra**; Hunen et al. 2002; Leeman et al. 2004), illótartalmú ásványai közvetlenül az alábukást követően átalakulnak és elvesztik fluid tartalmukat (You et al. 1996). A fiatal litoszféra lemez hőmérséklete rövidebb idő alatt felveszi a környező köpenyék hőmérsékletét. Az olvadék képződés mélységébe nem szállít elegendő illó anyagot, így ha a nyomás és hőmérsékleti viszonyok nem megfelelőek, akkor nem történik olvadékképződés, így vulkanizmus sem.



1.3. ábra: a) Meredek- és **b)** sekély szögben alábukó óceáni litoszféra lemezek sematikus rajza. (Winter 2001. nyomán)

Szubdukciós zónák mentén a földköpeny anyaga képes megolvadni annak ellenére, hogy a közeledő lemezek hatására kompressziós erők hatnak, így nyomásnövekedés feltételezhető, továbbá az alacsonyabb hőmérsékletű alábukó lemez csökkenti a köpeny hőmérsékletét. Azonban a szubdukált lemezből távozó metaszomatikus fluidumok a köpenyék anyagának sűrűségét csökkentik, továbbá az alábukó óceáni lemez a felette elhelyezkedő kisebb sűrűségű kontinentális lemezre húzó hatást gyakorol, így gyengeségi zónák alakulnak ki, amelyek mentén a magma a felszínre tör (Perfit & Davidson 2000). Az alábukó lemez súlya illetve a kialakuló köpenyáramlások miatt hátragördülhet (*slab roll back*) ami szintén eredményezheti a köpenyékben uralkodó nyomás csökkenést. Amikor a vékonyabb óceáni lemez rész már mind alábukott és már a két kontinentális kéreg feszül egymásnak, a szubdukált óceáni lemez letörhet (*slab break off*). Ilyenkor a kialakult üres térrészen keresztül (*slab window*) a fertilis, még nem metaszomatizált asztenoszféra anyag áramlik a magma forrásrégiójába. A vulkáni ívek magmáinak forrásrégiója többnyire az alábukó lemez feletti hidratált köpenyékben található. A magma nem szükségszerűen éri el a felszínt, a

kontinentális kéreg alján is felhalmozódhat (*alápárnázódás*), vagy magában a kéregben megdermed (*intrúziók*) ezzel növelve a kontinentális kéreg térfogatát és heterogenitását.

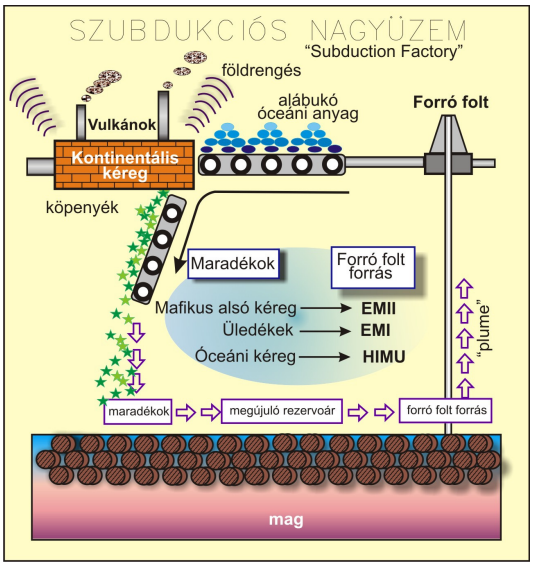
A közeledő lemezek és vulkanizmusuk vizsgálata érdekes információkkal szolgál az anyagkörforgás megértéséhez. A szubdukciós zónák anyagáramlása különböző léptékben zajlik:

1, az alábukó kőzetlemezből kis mélységben távozó fluidumok juthatnak a felszínre az ív előtti régióban;

2, a nagyobb mélységben távozó fluidumok és olvadékok a földköpeny anyagát átalakítják, hozzájárulnak a szigetívek és a kontinens peremi vulkáni ívek magmaképződéséhez, ezáltal a gyarapodó kontinentális kéreg jellegzetes geokémiai összetételéhez;

3, a földköpenybe nagy mélységbe szubdukált óceáni lemez maradék anyagából forró köpenyanyag feláramlások indulhatnak felfelé, forró folt vulkánosságot eredményezve.

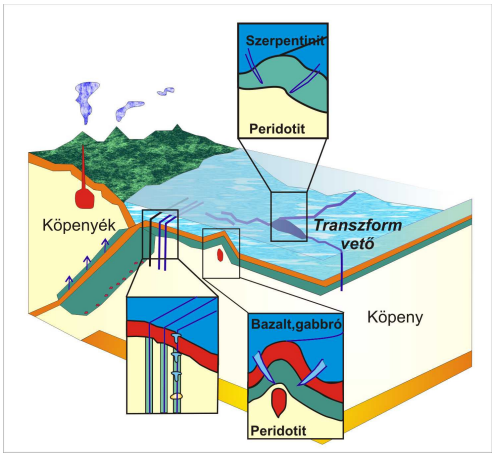
Az alábukási zónák anyagkörforgalmát Tatsumi (2005) „szubdukciós nagyüzemként" (*'subduction factory'*) szemlélteti (**1.4. ábra**), ahol a nyersanyagot az alábukó óceáni litoszféra és a rajta található üledékek szolgáltatják; a termékek a magmás és vulkáni képződmények, gázok és a kontinentális litoszféra; míg a gyártási maradék a kémiailag átalakult óceáni kéreg és az esetleg leválló alsó kontinentális litoszféra. Azok az elemek, amelyek a köpenyben csak nyomnyi mennyiségben fordulnak elő, akár főösszetevői is lehetnek a kontinentális kéreg kőzeteinek, és akár gazdaságilag hasznos mennyiségben is felhalmozódhatnak.



1.4. ábra: A „szubdukciós nagyüzem" karikatúrája Tatsumi alapján (Tatsumi 2005).

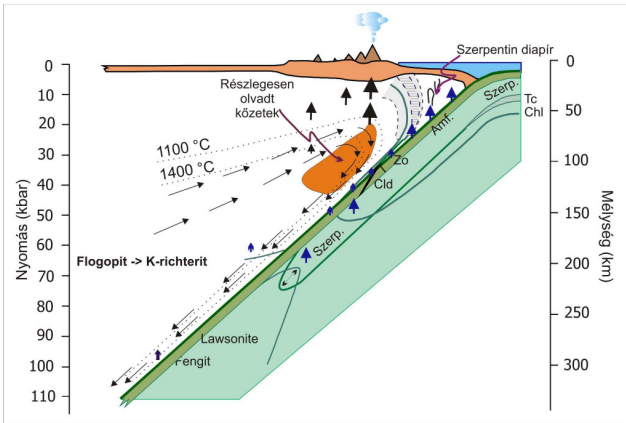
Az anyagkörforgalomban az átalakult óceáni kéregnek nagy szerepe van. A távolodó lemezek mentén, ahol az óceáni lemez képződik, a felfelé áramló asztenoszféraköpeny anyaga nagy hőáramot eredményez. A magasabb hőmérséklet, a transzform vetők és a mély törések elősegítik, hogy a tengervíz akár ~500 m mélységig átalakítsa, hidratálja az óceáni kérget (**1.5. ábra**). A közeledő lemezeknél a hidratált alábukó óceáni lemez kőzeteinek pórusaiban és ásványaiban található H_2O, és más illó összetevők folyamatosan távoznak az óceáni lemezből a növekvő hőmérséklet és nyomás hatására (**1.6. ábra**; Schmidt & Poli 1998; Bebout 2003).

Az alábukó lemez dehidratációja és illóvesztése már a szubdukció kezdeti, sekély szakaszában elkezdődik, és több mint 100 km-es mélységig tart. A korán távozó vizes oldatok felfelé áramlanak és forró forrásokat, iszapvulkánokat vagy szerpentinit diapíreket hoznak létre az ív előtti régióban. Ez a folyamat példázza az anyagkörforgások első típusát.

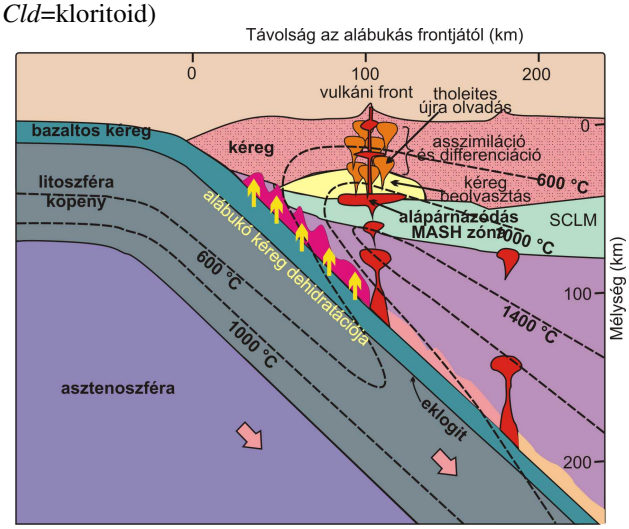


1.5. ábra: Fluidumok az alábukó óceáni lemezben. (Kerrick 2002. nyomán)

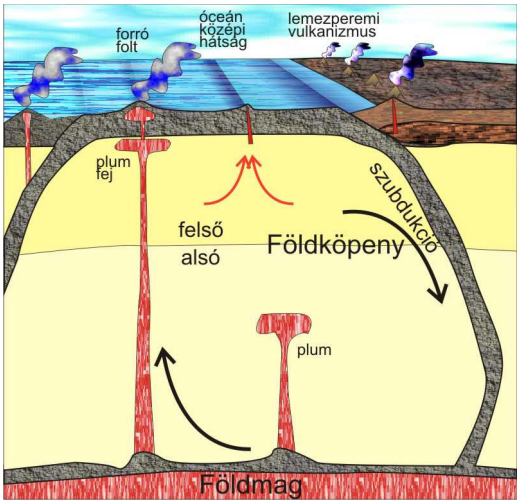
Az alábukási zónák anyagkörforgalmának második típusát tanulmányozhatjuk a közeledő lemezek szegélye mentén kialakuló vulkáni ívek vizsgálatával. Az alábukó lemezzel nagyobb mélységbe jutó víztartalmú ásvány fázisok, mint az amfibol, vagy a flogopit (Pearce & Peate 1995) 110-170 km mélységben dehidratálódnak (**1.6. ábra**). A belőlük felszabaduló fluidumok metaszomatizálják a köpenyék anyagát, amely sűrűsége és olvadáspontja lecsökken, ezét felfelé áramlik és a kőzet megolvad (Gill 1981; Hawkesworth et al. 1993; Stolper & Newman 1994; Iwamori 1998). Viszonylag rövid idő, csupán néhány tízezer év (Elliott et al. 1997) is elegendő, hogy eljussunk az olvadékképződéstől a vulkánkitörésig. A szubdukciós zónák mentén képződő vulkánok anyaga általában Si-dús, mészalkáli andezit (pl.: Green & Ringwood 1968; Ellam & Hawkesworth 1988; Kelemen et al. 2003), mivel a keletkező, eredendően bazaltos összetételű magmák többlépcsős folyamat során kerülnek a felszínre, többnyire a kéregbeli magmakamrákban történt differenciációs folyamatok után (**1.7. ábra**). A ma aktív szubdukciós



1.6. ábra: A H_2O-tartalmú ásványoknak dehidratációjának fontos szerepe van a fluidumok körforgalmában. (Schmidt & Poli 1998. nyomán. *Szerp.*=szerpentin, *Amf.*=amfibol, *Zo*=zoizit, *Cld*=kloritoid)



1.7. ábra: Az aktív szubdukciós zónák magmaképződése, a lemez dehidratáció és köpeny metaszomatózis folyamatai. (Tatsumi 1989)



1.8. ábra: A mélyre szubdukált óceáni litoszféra lemezek körforgása a földköpenyben.

zónák vulkáni képződményei az alábukó lemez felett kb. 110-170 km-re helyezkednek el (**1.7. ábra**; Tatsumi & Eggins 1995; Tatsumi 2005).

Az anyagkörforgások harmadik típusának vizsgálatához az óceán szigetbazaltok nyújtanak segítséget. A dehidratált alábukó kőzetlemez anyaga – amely kis mennyiségben még tartalmazhat illót – a felsőköpeny alsó részén, vagy a földköpeny és a földmag határán halmozódik fel (**1.8. ábra**). Ezek az ősi óceáni litoszféra darabok a földköpeny kémiai heterogenitását eredményezik (Morris & Ryan 2003), amelyre a mélyből feláramló köpenyanyag (*plume*) felett elhelyezkedő óceáni-sziget bazalt vulkánok kőzeteinek (OIB) nyomelem és izotóp összetétele is utal.

A szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni kőzetek geokémiai vizsgálata azt mutatta, hogy bizonyos nyomelemek, illetve nyomelem arányok különösen alkalmasak a szubdukciós zónákban zajló folyamatok jellemzésére. A kontinens peremi vulkáni ívek kőzeteinek ritkaföldfém (*REE=Rare Earth Elements*) lefutása alapján egyértelmű, hogy az elsődleges magmák peridotitok, nem pedig eklogittá alakult szubdukált óceáni lemez részleges olvadásával keletkeztek, azaz nem az alábukó óceáni lemez megolvadásával (Wyllie 1973; Ringwood 1991; Hawkesworth et al. 1993, 1995; Pearce et al. 1995). Kivételt képeznek a nagy Mg-tartalmú andezitek (*adakit*), amelyek meredek ritkaföldfém lefutása jelzi, hogy az eklogittá alakult szubdukálódott lemez kis mértékű megolvadása során képződtek (Kay 1978; Defant & Drummond 1990). Az inkompatibilis elemekben való gazdagodás mértéke szoros kapcsolatban áll az óceáni lemezzel alábukó üledékek mennyiségével. Mindezek ellenére a kontinens peremi vulkáni ívek összetétele nem jellemezhető egyszerűen a megolvadt köpenyék anyag, az alábukó óceáni lemez, és az üledék keverékével. A mészalkáli magmák fejlődése a legbonyolultabb magmás folyamatok közé tartozik (pl. Green & Ringwood 1968; Ellam & Hawkesworth 1988; Hawkesworth et al. 1993; Pearce & Peate 1995). A részletes geokémiai vizsgálatok és az olvadási kísérletek alapján a mészalkáli andezitek elsődleges magmája a litoszféra köpeny, vagy az asztenoszféra „nedves” olvadásával keletkezik.

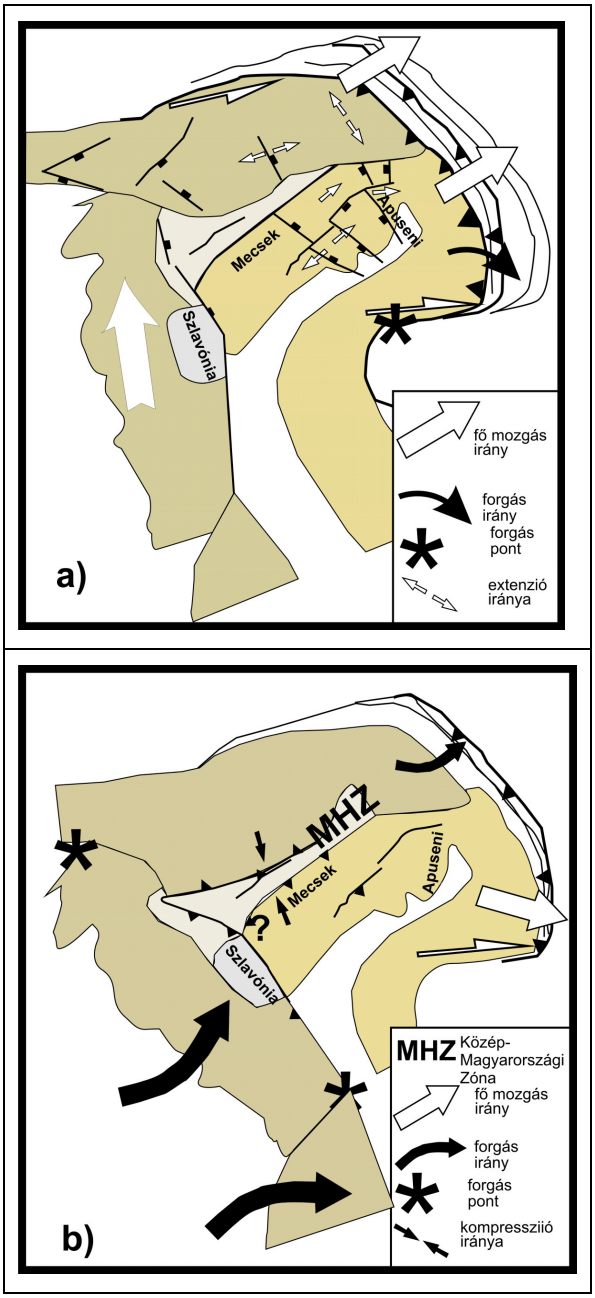
A fluid-mobilis elemekben való gazdagodás (pl.: Cs, Ba, K, Sr, U, Pb) és a nem mobilis elemek (pl.: Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) viszonylagos hiánya, jellegzetes izotóp összetétellel (pl.: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$) jelzi, hogy az alábukó lemezből távozó fluidumok és olvadékok

metaszomatizálták a magma forrásrégióját (pl.: Tatsumi & Eggins 1995; Elliott 2003). Az inkompatibilis, kis ásvány/olvadék megoszlási együtthatójú elemek (pl.: B, K, Ba, Nb, Rb, Pb, Zr, Hf, Ti) inkább az olvadékban dúsulnak, mind parciális olvadás, mind pedig frakcionációs kristályosodás során. Ezzel szemben kompatibilisnek nevezzük azokat az elemeket, amelyek az ásványos fázist részesítik előnyben (pl.: bazaltos olvadékokban a Ni, Cr, Co). Az inkompatibilis nyomelemek és ezek arányainak részletes vizsgálata segített megalapozni a lemez dehidratációs és szubdukciós folyamatokhoz kapcsolódó újabb elképzeléseket. A kis atomtömegű, viszonylag ritka elemek, mint például a Li, a Be, a B és ezek izotópjai hozzájárulnak a köpeny és az alábukó lemez közti anyagáramlási folyamatok megértéséhez. A vulkáni kőzetek könnyűelem tartalmát a szubdukciós zónák vizsgálatára az 1980-as években elsőként J. Ryan és C. H. Langmuir alkalmazták (Ryan & Langmuir 1987, 1988, 1993). Az elemarányok, mint például Li/Yb, B/Be és B/Nb használatával bővebb ismereteket szerezhetünk az alábukó lemez dehidratációs és olvadási folyamatairól. Ahhoz, hogy teljesen megértsük a vulkáni ívek könnyűelem összetételét, szükséges ismerni ezen elemek viselkedését a szubdukcióhoz kapcsolódó progresszív metamorf folyamatok során. A Li és a B viszonylag mobilisak vizes fluidumokban és szilikátos olvadékokban. A Be aránylag immobilis fluidumokban, de mobilis az olvadékban. Az alábukó lemez Li- és a B-koncentrációja a lemezalábukás mélységével csökken. Így a fluid mobilis elemek, mint például a B és az immobilis elemek, mint például a Nb, vagy Be aránya (B/Be és B/Nb) szintén csökken. A szubdukcióhoz kapcsolódó kőzetek összetételi változásának ívre merőleges tanulmányozása felfedte a B-koncentrációjának, a B/Be és a B/Nb-arányának csökkenését az alábukástól az ív mögötti medence irányába (Ryan et al. 1995). Az alábukó lemezen belül a legfontosabb Li, Be és B rezervoár az üledék, az átalakult óceáni kéreg (AOC) és a szerpentinitesedett ultramafikus kőzetek, míg a friss köpeny és magmás kőzetek kimerültek ezekben az elemekben. Mészalkáli vulkáni kőzetek azonban keletkezhetnek olyan területen is, ahol nincs aktív szubdukció, viszont intenzív a litoszféra elvékonyodás és a magmaképződés a metaszomatizált litoszféra köpenyben zajlik, azaz a vulkánosság nem a szubdukcióval, hanem az extenziós fázissal egyidős (Gallagher & Hawkesworth 1992; Hawkesworth et al. 1995). A metaszomatózis azonban mindig szubdukcióhoz kapcsolódik, amellyel a magmaképződés lehet egyidejű, vagy azt (millió évekkel) követő (Harangi 2002).

2. GEOLÓGIAI HÁTTÉR ÉS GEOKÉMIAI ÖSSZEFÜGGÉSEK

2.1 A Pannon-medence neogén geodinamikája

A Keleti-Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által körülölelt Pannon-medence a korai miocéntől kezdődően (mintegy 20 millió éve) jött létre a földkéreg jelentős megnyúlása és süllyedése során (Csontos et al. 1992; Kovač et al. 1998; Fodor et al. 1999; Horváth 1993). A Pannon-medence aljzatát két nagyobb mikrolemez építi fel (Géczy 1973; Csontos et al. 1992). A Közép-Magyarországi Vonaltól északra az Afrika-peremi eredetű (Géczy 1973) ALCAPA (Csontos 1995) mikrolemez, attól délre az eurázsiai peremről származó Tisza és Dáciai egységek találhatók. Az ALCAPA mikrolemezt Észak-Pannon Egységnek is nevezik (Balla 1987). A Dél-Pannon Egységnek nevezett Tisza és Dáciai mikrolemez a középső-jura során vált le az Európai lemezről (Csontos et al. 1992; Haas 1994). E mikrolemezek egymáshoz viszonyított mozgásai és belső szerkezetváltozásaik határozták meg a Pannon-medence neogén fejlődését. A medencében megfigyelt többszáz kilométeres tágulásért, és a Kárpátokban tapasztalt térrövidülésért az Alpok és a Kárpátok külső íve mentén ható, a harmadidőszakban aktív szubdukciós folyamatok tehetők felelőssé (Royden 1988; Horváth 1993; **2.1. ábra**). A szubdukciós hátragördülés (*roll back;* Royden et al. 1983) és a szívás (*trench suction*) hatására a Pannon-medence aljzatát alkotó lemeztöredékek keleties irányban mozogtak, miközben az ALCAPA egység az óramutató járásával ellentétesen, míg a Tisza-Dáciai egység azzal megegyezően forgott. Az Európai lemez szegélye az ALCAPA, illetve később a Dél-Pannon Egység alá szubdukálódott (**2.1. ábra**). A lemez hátragördülés hatására elvékonyodott felső



2.1. ábra: A Pannon-medence mikrolemezeinek **a)** középső miocén; **b)** késő miocén rekonstrukciója. (Csontos & Vörös 2004 alapján)

lemez (Horváth & Royden 1981), és a miocén vulkáni sorozatok geokémiai adatai (Szabó et al. 1992) alapján megállapítható, hogy az alábukó lemez legalább részben óceáni eredetű volt. A szubdukciós front mögött a Pannon-medence elvékonyodott litoszféra lemeze (~60 km; Horváth 1993) egy kontinentális ív-mögötti medencét alkot (Royden et al. 1982, 1983). A Pannon-medence aljzatára tehát a miocén folyamán, keletről és nyugatról egymással ellentétes erők hatottak: kelet felől a hátráló szubdukció húzó ereje hatására (Horváth 1993; Huismans et al. 2001) a kéreg elvékonyodott és lesüllyedt, amire nagy vastagságban változatos üledékek települtek; majd mikor a kelet felé hátráló szubdukció frontja elérte a rideg és vastag Kelet-Európai tábla peremét, akkor nyugati irányból már a nyomóerők váltak dominánssá. A szubdukció a Kárpát-Pannon térség északi részén a középső-miocén során (kb. 14-16 Ma), a központi szegmens területén a bádeni-szarmata időszakban (12,-16,5 Ma), majd a DK-i területeken a szarmatában (11-13 Ma) fejeződött be (Jiřiček, 1979; Meulenkamp et al., 1996). A szubdukciós folyamatok befulladása Wortel & Spakman (1992) szerint oda vezetett, hogy a már alábukott lemezek súlyuknál fogva mintegy lecsípődtek a felszínen maradó részeikről (*slab break off* vagy *slab detachment*; Tomek & Hall 1993). Ez a lemezletörés nyugaton jóval előbb, már a miocén kor végén megkezdődött, míg a délkeleti területeken napjainkban fejeződik be (Vrancea-zóna; Wortel & Spakman 2000; Sperner et al. 2002). A földrengéshullámok vizsgálata alapján a Keleti-Kárpátok hajlatánál található Vrancea-zóna alatt egy asztenoszférába süllyedő függőleges helyzetű litoszféra lemez maradványait valószínűsítik (Onescu & Bonjer 1997; Sperner et al. 2004), amely lemez 40-60 km közötti mélységéből nem érkeznek szeizmikus jelek (Sperner et al. 2001; 2002, 2004). Ez arra utal, hogy a mélybe nyúló lemez folyamatossága a fent jelzett mélységben megszakadt. A Kárpát-Pannon térség mára kialakult szerkezetét szubduciós lemezletöréssel (pl. Mason et al. 1998); alábukó lemez hátragördülést követő vízszintes litoszféra leszakadással (*delamination*; Girbacea & Frisch 1998); és szubdukció nélküli aktív litoszféra leszakadással (pl. Knapp et al. 2005) magyarázzák.

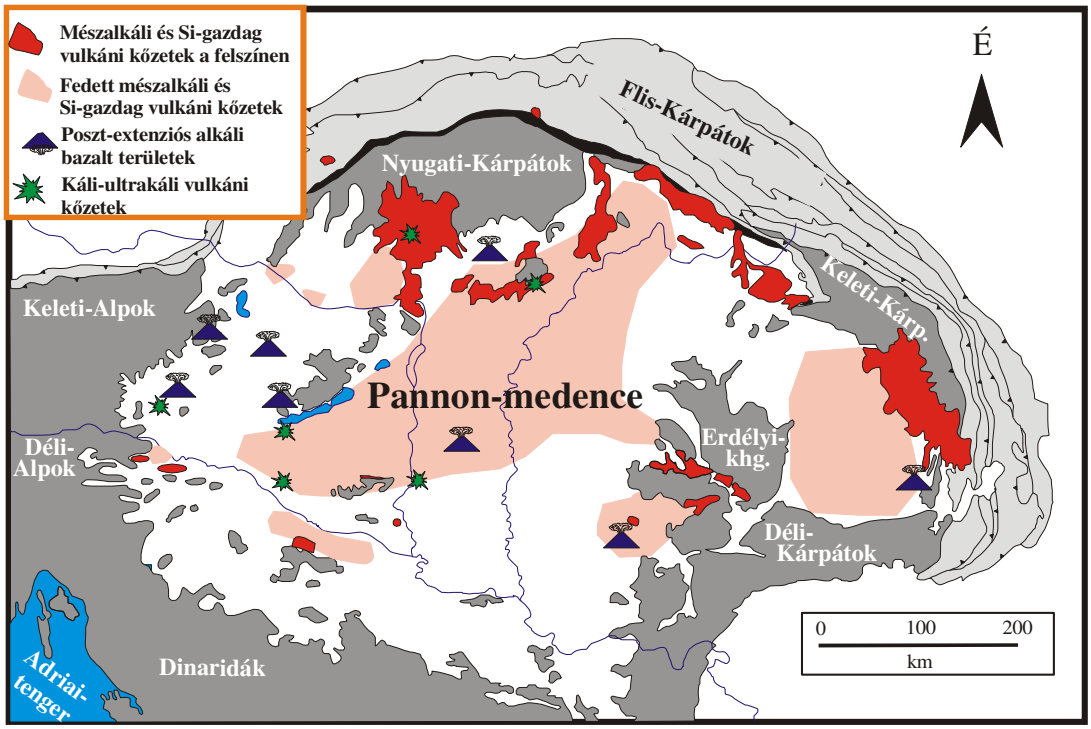
Annak ellenére, hogy a Kárpát-Pannon régió kialakulása szempontjából a szubdukciós folyamatok fontosságát sokan hangsúlyozzák (Royden et al. 1982; Csontos et al. 1992; Tomek & Hall 1993), jelen geofizikai tanulmányok megkérdőjelezik a Nyugati-Kárpátok alatt a déli irányú lemezalábukást (Grad et al. 2006), de még a nyugati irányú szubdukciót is a Délkeleti-Kárpátok alatt (Knapp et al. 2005). A szubdukciós folyamatok voltát egyes kutatók a Kárpátok ívét követő kréta-neogén korú flis üledékekkel támasztják alá (Horváth & Royden 1981; Sandulescu 1988; Csontos et al. 1992). Ezzel szemben Grad et al. (2006) szerint valószínűbb volt a lemezek egymás melletti elcsúszása, amelynek következtében nyírás hatására gyengeségi zónák, tenziós feszültségtérben végbement olvadás, majd vulkanizmus alakult ki.

Összefoglalva, a Kárpát-Pannon térség neogén geodinamikai, tektonikai fejlődése máig nem tisztázott minden részletében, annak ellenére hogy számos geofizikai, tektonikai és geológiai cikk foglalkozik a témával. A Kárpátok ívét követő, egyértelmű szubdukciós zónát nem mutattak ki. A geofizikusok vizsgálatai, különösen a Nyugati-Kárpátok alatt, egyre inkább azt az álláspontot erősítik, hogy nem szubdukálódott litoszféra lemez az ALCAPA alá. Így a geodinamikai és petrogenetikai folyamatokkal kapcsolatban említett szubdukció, szubdukciós zóna, vagy szutúra mind feltételezésen alapszik.

2.2. A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter mészalkáli vulkanizmusa

A neogéntől a pleisztocénig tartó aktív geodinamikai, tektonikai folyamatok – lemezek forgó mozgása, elcsúszás, nyírás, szubdukció, lemez hátragördülés, lemezletörés, extenzió (lásd: **2.1. fejezet**) – hatása több, mint 20 millió éven keresztül tartó, túlnyomó részben mészalkáli, kisebb részben alkáli jellegű vulkáni tevékenységhez vezetett (pl.: Szabó et al. 1992; Harangi 2001a; Seghedi et al. 2004a,b,c).

A vulkáni képződmények több mint 70 %-át a különböző típusú (szilícium dús és intermedier) mészalkáli vulkáni kőzetek teszik ki. Mészalkáli vulkanizmus elsősorban a Kárpátok ívével párhuzamos sávban zajlott, szinte "megduplázva" a kárpáti hegykoszorút, de termékei a belső-kárpáti területeken is megtalálhatók (**2.2. ábra**). A több mint 700 kilométer hosszú vulkáni ív Szlovákiától, Észak-Magyarországon, Nyugat-Ukrajnán keresztül a romániai kárpát kanyarig tart. A Nyugati-Kárpátok mentén az öv széles vonulatban húzódik, majd a Tokaji-hegységtől keletre elkeskenyedik; szélessége 400 kilométerről a Keleti-Kárpátokhoz érve néhány tíz kilométerre csökken. Ezen övön kívül hasonló korú, andezites vulkáni terület ismert még az Erdélyi-középhegységből, a Mecsekből, valamint a medence területekről, amelyek fiatal üledékekkel fedettek. A pliocén-kvarter idején, elszórt területeken (Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék, Stájer-medence, Nógrádi-medence–Gömör térsége, Erdélyi-medence keleti része), tipikus lemezen belüli alkáli bazaltos vulkanizmus (**2.2. ábra**) volt jellemző (Embey-Isztin et al. 1993; Embey-Isztin & Dobosi 1995; Seghedi et al. 2004b).



2.2. ábra: A Kárpát-medence felszíni, és felszín alatti mészalkáli, és alkáli vulkáni kőzeteinek területi elhelyezkedése. (Harangi et al. 1995 alapján)

A mészalkáli vulkáni sorozatokon belül vannak Si-ban gazdagabb vulkáni kőzetek (dácitok, riolitok, pl.: Balla 1981; Póka et al. 1998; Seghedi et al. 2004a,c; Harangi et al. 2005, Lukács 2009), amelyek képződése kb. 21 millió éve kezdődött a korai miocénben (Pécskay et al. 1995a), és nagyjából 7 millió éven keresztül tartott. Két fő fázisban képződtek: az extenziót megelőzően, és az azzal egyidejűleg. A riolitok és a nagy Si-tartalmú dácitok piroklasztos egységei szinte az egész Kárpát-medencét befedték, felszínen megtalálhatók például a Bükkalján (21-13,5 Ma), de legnagyobb részük több tíz, vagy száz méteres késő-miocén és negyedidőszaki üledékekkel fedetten csupán fúrásokból nyomozható az Alföld aljzatában. A korai-miocén riolitos olvadékok nagyobb mennyiségű kéreganyagot olvasztottak magukba, mint a középső miocén, fiatalabb olvadékok (pl. Bükkalja; Seghedi et al. 2004a; Harangi et al. 2005; Haragi & Lenkey 2007; Lukács 2009), és bonyolult nyílt rendszerű magmakeveredési és kristályosodási folyamatokat tükröznek.

Az intermedier vulkánosság termékeit a Kárpátokban főleg andezitek, dácitok, kisebb részben bazaltos andezitek, bazaltok alkotják (pl. Kubovics & Pantó 1970; Varga et al. 1975; Konečný et al. 1995a; Karátson 1995; Seghedi et al. 1995; Karátson et al. 2000, 2001; Harangi 2001a; Harangi et al. 2001, 2007). Az intermedier sorozaton belül megkülönböztetünk alacsony-, közepes- és magas-káliumtartalmú mészalkáli kőzeteket, valamint shoshonitokat. A Kárpát-medence mészalkáli kőzeteinek nagy része közepes, és magas-káliumtartalmú (Szabó et al. 1992; Póka 1988; Seghedi et al. 2004a,c; Harangi et al. 2007). Shoshonitok kis mennyiségben előfordulnak a Kárpát-Pannon térség nyugati (Sztíriai-medence, Balogh et al. 1994) és délnyugati részén (Pamic et al. 1996), az Erdélyi-Érchegységben (Pécskay et al. 1995a,b; Roşu et al. 1997) és a kelet-kárpáti vulkáni terület déli részén (Seghedi et al. 2004a,b), de Morvaország (Morva-medence) keleti részéről is írtak le shoshonitokat (Prychistal 1998). Ezen kőzetek képződési folyamatairól máig sincs mindenki által elfogadott elképzelés (Mason et al. 1998; Roşu et al. 2001). Az elsődleges alkáli-trachitos és nagy K-tartalmú kőzetek jelentős része a Kárpát-Pannon térség DNy-i részén található (**2.2. ábra**).

Alkáli bazaltos kőzetek képződtek a nyugat-kárpáti területen a vulkáni tevékenység végső fázisában (6-0,5 Ma; Embey-Isztin et al. 1993; Dobosi et al. 1995; Pécskay et al. 1995a,b). A kelet-kárpáti vulkáni területen az alkáli bazaltos vulkanizmus, a mészalkáli és shoshonitos vulkanizmussal egy időben (1,5-0,5 Ma; Seghedi et al. 1987; 2001 Seghedi et al. 2001; Downes et al. 1995a,b) zajlott, míg az Erdélyi-érchegységtől délnyugatra, a bánáti területen 2,5 millió évvel ezelőtt. Az alkáli bazaltos kőzetek forrása a kimerült, felfelé áramló asztenoszféra anyagának nyomás csökkenéses olvadásával keletkezett.

Az intermedier mészalkáli vulkanizmus a nyugat-kárpáti vulkáni területen 16,5 Ma évvel ezelőtt kezdődött és a kelet-kárpáti vulkáni területen kb. 150 ezer évvel ezelőtt fejeződött be. A nyugat-kárpáti területen a mészalkáli vulkáni tevékenység már 9 millió éve véget ért. A keleti terület északi részén csupán 14 millió éve kezdődött a vulkáni tevékenység, amely idővel dél-délnyugati irányba vándorolt. A mészalkáli vulkanizmusnak nem csak a képződési korában, de a kifejlődésében is területi különbségek vannak: 1) a nyugat-kárpáti területen vastagabb kontinentális kéregben tenziós feszültségtér uralkodott (Nemčok et al. 1998; Bada 1999; Fodor et al. 1999), ami főszerepet játszott a mészalkáli magmák felszínre kerülésében; 2) a kelet-kárpáti vulkáni területeken a szubdukciót követően, az alábukó lemez hátragördülése közben történt olvadás majd mészalkáli magmatizmus és vulkanizmus (Mason et al. 1996, 1998; Szakács et al. 1993; Seghedi et al. 2004a,c). Alább a két terület tektonikai és magma képződési környezeteit külön-külön jellemzem főként újabb irodalmi adatokra támaszkodva (pl. Seghedi et al. 2004a,b,c; Harangi et al. 2007), de a területről számos vulkanológiai, petrográfiai, geodinamikai, petrogenetikai leírás készült korábban pl. Gyarmati, Karátson, Konecny, Korpás, Kubovics, Lexa, Mason, Pantó, Pécskay, Póka, Szabó, Szádecky-Kardos, Szakács és Zelenka tollából.

Nyugat-kárpáti mészalkáli vulkáni terület

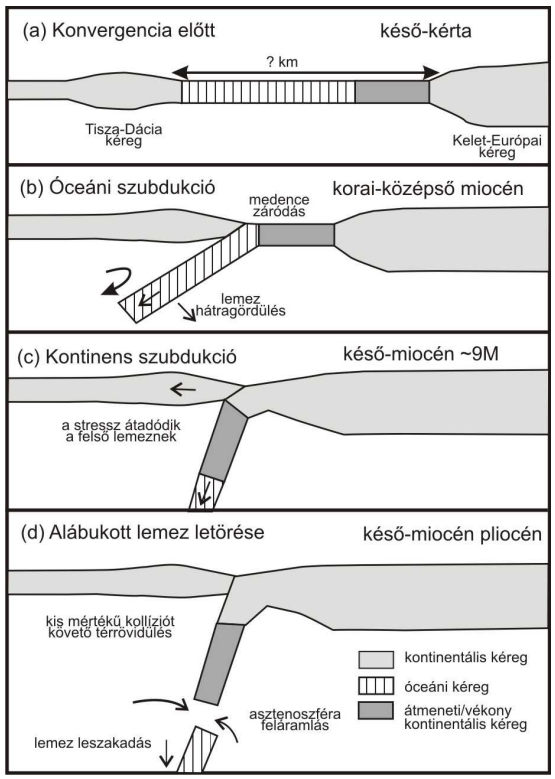
A nyugat-kárpáti területen a geodinamikai folyamatok és a vulkanizmus kapcsolata közti összefüggések tekintetében eltérőek az álláspontok. A legújabb geofizikai vizsgálatok (pl. Grad et al. 2006) alapján nem történt déli irányú szubdukció az Észak-Pannon egységek alá. Korábbi tanulmányok (Jiriček 1979; Meulenkamp et al. 1996) a paleogéntől a korai-középső miocénig zajlott szubdukció feltételeztek a térségben. Ebben az időszakban aktív vulkáni tevékenység nem folyt. Ennek oka feltehetőleg a lemezmozgások jellegében kereshető (Harangi 2002). Royden (1993) szerint ezt a kezdeti időszakot úgynevezett "előrehaladó" szubdukció jellemezte, amikor a lemezek közeledésének sebessége meghaladta a szubdukció sebességét. Feltételezések szerint az alábukás sekélyszögű lehetett, ami megakadályozta a magmaképződést, viszont a szubdukált lemezből távozó fluidumok hatására a vastag litoszféra köpeny alsó része kellő mértékben metaszomatizálódhatott (Harangi 2002). A petrogenetikai modellek alapján közvetlenül a litoszféra elvékonyodása okozta a litoszféra köpeny részleges olvadását, amihez hozzájárulhatott az elvékonyodott kőzetburok alá szívott asztenoszféra hőhatása is (Harangi et al. 2007; Harangi & Lenkey 2007). A jelentős mértékű köpenyelvékonyodás a Pannon-medence szin-rift fázisában, a középső miocénben ment végbe, ekkor kezdődött mészalkáli vulkáni tevékenység kezdetben Si-dús anyagot szolgáltatva. A litoszféra intenzív elvékonyodásával már az intermedier, andezites vulkanizmus volt jellemző (Lexa & Konecny 1998). Harangi et al. (1998) és Harangi

(2001a,b; 2002) szin-extenziós vulkáni területek közé sorolja az Észak-Pannon mészalkáli vulkánokat, ami egyezik Lexa & Konečný (1974, 1998) korábbi modelljével. A késői miocénben az elvékonyodott litoszféra alá áramló köpenyanyag egy része olvadt meg (Harangi et al. 2007). A késő miocénben a feltételezett szubdukálódó litoszféra lemez letört és a keletkező résbe friss asztenoszféra anyag áramlott be. A forró asztenoszféra anyag és az oldalirányú tektonikus mozgások következtében a litoszféra köpeny alsó része megolvadt és az olvadék az tenziós térben felfelé áramlott és a Pieniny szirtöv közelében telérrajok formájában szilárdult meg (Birkenmajer & Pécskay 1999, 2000).

A nyugat- és a kelet-kárpáti területen tárgyalt mészalkáli vulkáni képződményeket az Ukrajna nyugati, és Románia északi részén fekvő vulkáni képződmények (**2.2. ábra**) kapcsolják össze egy ívvé. Itt a vulkáni és intruzív kőzetek (15-8 Ma) forrásrégiója jelentős mértékben kontaminálódott feltételezhetően az alábukó lemezből származó fluidumokkal, és a kéregből beolvasztott anyaggal (Seghedi et al. 2001). Az ívesen alábukó lemeznek itt volt a legnagyobb a görbülete, ami meredek szubdukciót feltételez. A szubdukált lemez olyan mértékben hajlott hátra, hogy elérte a függőleges helyzetet a vulkáni tevékenység idejére. Így a szegmensben található képződmények az akkréciós ékhez közel helyezkednek el. A régióban az óceán bezáródását követő kontinentális litoszféra lemez szubdukcióját lemez letörés követte (Nemčok et al. 1998; Wortel & Spakman 2000).

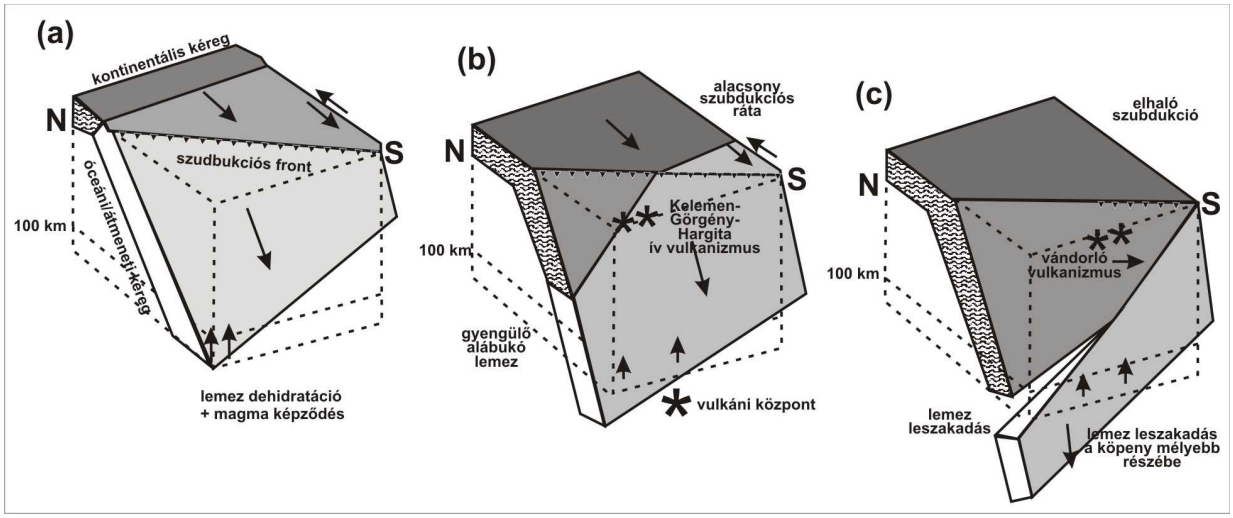
Kelet-kárpáti mészalkáli vulkáni terület

A kelet-kárpáti területen a mészalkáli vulkáni tevékenység (10 - <1 Ma) szintén az aktív szubdukciót követte – ami viszonylag gyors, és kezdetben lapos szögű volt (Mason et al. 1996; 1998). A geodinamikai helyzet a késő miocénben megváltozott (**2.3. ábra**). Az alábukó lemez elkezdett hátragördülni a lemez súlyának és a keleti



2.3. ábra: A kelet-kárpáti ívet befolyásoló fő tektonikai események a tercier időszakban: (a) A lemezközeledést megelőzően. Óceáni-, és/vagy elvékonyodott kontinentális kéreg mennyisége nem meghatározott. (b) A lemezközeledés során a korai-középső miocénben szubdukálódott a vékony óceáni kéreg. (c) A vékony kontinentális kéreg is alábukott. (d) A kontinentális lemezek ütközését követően a sűrűbb óceáni kéreg lemez leszakadt. A keletkező résen forró asztenoszféra anyag áramlott át. Mason et al. (1998). nyomán.

irányú köpeny áramlásnak a hatására, és 10 millió évvel ezelőtt megindult a vulkáni tevékenység. Az alábukó lemezből távozó fluidumok metaszomatikus hatása elősegítette a köpenyék anyagának részlegesen megolvadását. A szubdukálódó lemez a késő miocénben dél felé fokozatosan kezdett letörni. Az időben eltolódó vulkáni működés (Pécskay et al. 1995a,b) alapján, arra következtethetünk, hogy a magmaképződési régió dél felé, a lemez leszakadással együtt vándorolt (Mason et al. 1998). A lemez leszakadás nem csak dél felé volt fokozatos, hanem egyre sekélyebben történt, így a legdélebbi területeken már csupán 50 km-es mélységben (**2.4. ábra**). Mindez szerepet játszhatott a különböző geokémiai összetételű vulkanitok képződésében. Kb. 2-3 millió éve jelentős változás történt a magmák összetételében és a kelet-kárpáti vulkáni terület legdélebbi részén már egyidejű shoshonitos és alkáli bazalt vulkanizmus folyt (Seghedi et al. 1987). Az eltérő összetételű shoshonitok keletkezésének egyik magyarázata lehet, hogy a lemezletörés során keletkezett résbe feláramló forró asztenoszféra anyag részben megolvaszthatta az alábukó lemez letörési szegélyét, még több illó anyagot felszabadítva (Mason et al. 1998). Ezzel ellentétben Girbacea & Frisch (1998) és Chalot-Prat & Girbacea (2000) az európai lemez alsó részének leválásával (*köpeny delaminációt*) magyarázzák az együttes alkáli bazaltos és shoshonitos vulkanizmust, amelyet viszont geokémiai adatokkal nem támasztanak alá (Mason et al. 1996; Seghedi et el. 2004a). Harangi (2002) szerint a feláramló forró asztenoszféra anyag hatására a szubdukciós fronthoz közel, a vastag, metaszomatizált (EM I-típusú, gazdagodott) litoszféra köpenyben csak kis mértékű olvadás indult meg és a keletkező olvadék a vastag földkéreg anyagát asszimilálta. Az olvadás nyomáscsökkenés hatására indulhatott meg.



2.4. ábra: A kelet-kárpáti ív alatti neogén szubdukciós folyamatok modelljei: (a) Az alábukó lemez elérte a magmaképződés mélységét. (b) Vastagabb kontinentális kéreg is alábukott és a magmaképződési zóna déli irányba vándorolt. A nehezebb óceáni lemez tovább süllyedt, míg a kontinentális lemez blokkolódott. (c) lemezleszakadás kezdődött el az ív északi részén, ott ahol az európai kontinentális lemez közeledése a legnagyobb mértékű volt. Felszínen a vulkanizmus déli irányba vándorolt. A lemezek közeledési sebességének csökkenésével a lemezleszakadás mélysége csökkent. Mason et al. (1998) alapján.

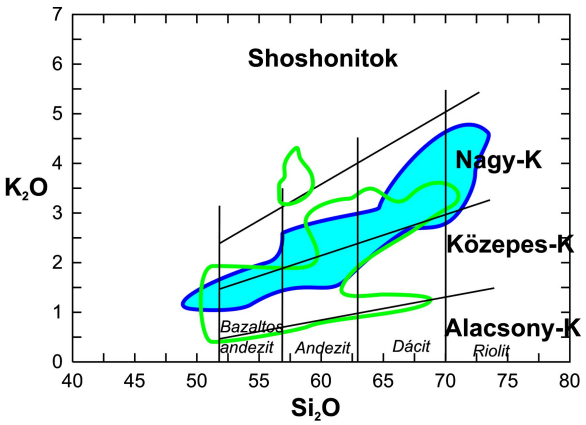
Az Erdélyi-érchegység területén található vulkáni képződmények izotóp-összetételük alapján szubdukciós jelleget mutatnak, annak ellenére, hogy a szubdukciós fronttól nagy távolságra a vulkáni ív mögött helyezkednek el. A földkéreg és a litoszféra itt viszonylag vastagabb (>32 km, illetve 80-100 km; Lenkey 1999; Tari et al. 1992). A tipikus mészalkáli összetételből az adakitos mészalkáli összetétel 14,7 és 7,4 millió év közt fejlődött ki (Pécskay et al. 1995a; Roşu et al. 1997), a lemez óramutató járásával egyező irányú forgásának és a hátráló szubdukciónak a fő időszakában (Rosu et al. 1997, 2004). A magmaképződési folyamatokra a középső miocén extenziós események hatottak (Săndulescu 1988; Royden 1988; Csontos et al. 2002), azaz a felső litoszféra/alsókéreg anyagának nyomáscsökkenés hatására bekövetkezett részleges olvadására (Seghedi et al. 1998, 2004a, 2007). A 2,5 millió év környéki alkáli bazaltok és 1,5 millió év körüli shoshonitok a lokális tenziós térben feláramló, a korábbi szubdukciós folyamatok hatására metaszomatizált, forró köpenyanyag és/vagy alsó kéreg (Balintoni & Vlad 1998; Rosu et al. 2001) nyomáscsökkenéses olvadására utalnak.

Pannon-medence délnyugati peremén előforduló mészalkáli vulkáni képződmények

A Pannon-medence délnyugati peremén elszórtan előforduló mészalkáli vulkáni képződményeket Seghedi et al. (2004a) nem sorolja külön, de Harangi (2002) elkülöníti. A Dráva törésvonalat követve (**2.2. ábra**), a Pohorjétől Baranyáig megjelenő felszíni előfordulások ritkák, de a Dráva-árokban fúrásokból 1000 m-es vastagságban tártak fel vulkáni képződményeket (Pamic et al. 1995). E terület alatt anomálisan vékony a földkéreg és a litoszféra (25-28 km illetve <70 km; Lenkey 1999; Tari et al. 1999). A korai miocénben (22-18 Ma) kezdődött a vulkanizmus a Dráva-árok keleti részén és a Hrvatsko Zagorjében, majd a bádeniben (15-13 Ma) folytatódott és andezit keletkezésével fejeződött be a késő miocénben (9-7 Ma; Pamic & Pikija 1987; Pamic & Sparica 1988; Pamic et al. 1995).

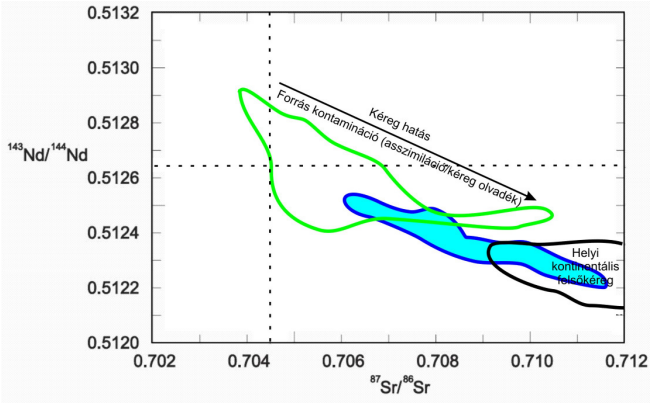
2.3. Neogén-kvarter mészalkáli vulkáni kőzetek geokémiája

A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteinek SiO_2-, és K_2O-tartalma széles határok közt változik (Harangi 2001a,b; Seghedi et al. 2004a). Míg a nyugat-kárpáti területeken a közepes és magas K_2O-tartalmú kőzetek a jellemzőek, addig a kelet-kárpáti területeken inkább a közepes és alacsony káli kőzetek uralkodnak (**2.5. ábra**).



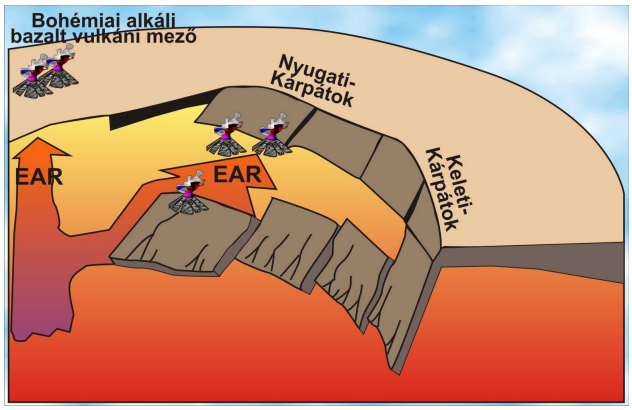
2.5. ábra: A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteinek SiO_2-, és K_2O-tartalmának változatossága. Kék mező a nyugat-kárpáti, zöld a kelet-kárpáti vulkáni képződmények összetételét jelöli. Adatok: Downes et al. (1995a), Mason et al. (1996); Harangi et al. (2001, 2007), Seghedi et al. (2001, 2004a).

A kőzetek nyomelem eloszlása a szubdukcióhoz kapcsolódó metaszomatózis jeleit mutatja, azaz LIL elemekben (pl. Rb, Ba) való gazdagodást, míg HFS elemekben szegényedést (pl.: Ti, Zr, Hf, Nb, Ta). A vizsgált területek mészalkáli kőzeteire jellemző a radiogén izotópok (pl. $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $^{143}Nd/^{144}Nd$) arányának nagy változékonysága (Downes et al. 1995a). A nyugat-kárpáti vulkáni területre a magasabb $^{87}Sr/^{86}Sr$ és alacsonyabb $^{143}Nd/^{144}Nd$ arányok jellemzőek, míg a kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteire inkább az alacsonyabb $^{87}Sr/^{86}Sr$ arányok (**2.6. ábra**). A térség mészalkáli kőzeteinek Pb-izotóp arányai az Északi Félteke Referencia vonala (*NHRL*, Hart 1984) fölé esnek (Salters et al. 1988), ami a kontinentális, vagy szubdukálódott tengeri üledék kéreganyagának a szerepét jelzi (Salters et al. 1988). A köpeny metaszomatózis mértékét jelző fluid-mobilis elemek koncentrációja és a kéreg komponenst jelző Sr-izotóp arányok idővel egyre csökkenő értéke jelzi, hogy a késői fázisban képződött mészalkáli magmák egyre kevésbé metaszomatizált forrásterületről származnak és petrogenezisükben egyre kisebb jelentősége volt a kéreg- és egyre nagyobb az asztenoszféra anyagának (Harangi et al. 1998; 2007). A vizsgált területek eltérő geokémiai jellegét különböző modellekkel magyarázták.



2.6. ábra: $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ arányok változatossága a nyugat- és a kelet-kárpáti ,mészalkáli vulkáni területen. Adatok: Salter et al. 1988; Downes et al. 1995a; Seghedi et al. 2004a. Jelmagyarázat a **2.5. ábrán**.

Általánosan, a mészalkáli magmák petrogenezise egy kétkomponensű keveredési modellel magyarázható, amely szerint EAR-típusú asztenoszféra köpenyből (ami az európai kontinens alatt jelenlévő gazdagodott asztenoszféra köpenyanyag) és metaszomatizált litoszféra köpenyből származó mafikus magmák különböző mértékben kontaminálódtak metaüledékes alsó kéreg anyaggal (**2.7. ábra**; Harangi 2002; Harangi et al. 2006, 2007). Ez történhetett a nyugat-kárpáti vulkáni terület alatt is (Salters et al. 1988; Harangi 2001a,b). A kelet-kárpáti vulkáni képződmények izotópösszetétele alapján az elsődleges magmák forrása a kimerült MORB köpeny lehetett. Itt nem jelenik meg az EAR-típusú köpenyanyag. A kelet-kárpáti területen a forrás régió a szubdukció során a kéreg anyagból távozó fluidumokkal kontaminálódott és részlegesen megolvadt. Seghedi et al. (2004a és 2005) szerint a keleti terület déli részén az alábukó óceáni litoszféra lemez egy része is megolvadt, így jöttek létre az adakitos magmák.



2.7. ábra: Javasolt modell a Kárpát-medence orogén magmatizmusában észlelt gazdagodott köpeny összetevő (EAR) megjelenésére. (Harangi et al. 2006)

3. VIZSGÁLT TERÜLETEK ÉS KŐZETEIK

A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteinek változatos kora, térbeli elterjedése, és geokémiai változatossága arra utal, hogy eltérő mélyszerkezeti viszonyok mellett és különböző geodinamikai környezetben, változó mértékben metaszomatizált, inhomogén köpenyforrásból képződtek. Az eltérő sajátosságok alapján a mészalkáli vulkáni képződményeket (**3.1. ábra**) többféleképpen csoportosítják (Harangi 2001a; Seghedi et al. 2004a; 2005; Balla 1981; Harangi & Lenkey 2007; Lexa & Konečnỳ 1974, 1998).

A szerkezeti egység és tektonikai folyamatok alapján a Visegrádi-hegység, Börzsöny, közép-szlovákiai vulkáni terület, Mátra, Bükkalja, Tokaji-hegység vulkáni képződményeit: belső-kárpáti vulkáni területnek (Balla 1981); Észak-Pannon mészalkáli vulkáni területnek (Harangi 2001a; Harangi & Lenkey 2007); illetve nyugat-kárpáti mészalkáli vulkáni területnek, vagy nyugati-szegmensnek (Seghedi et al. 2004a, Kovács & Szabó 2007, Harangi et al. 2007) nevezik. Ezeket Lexa et al. (1993) és Lexa & Konečnỳ (1974, 1998) areális-típusú andezites vulkáni képződményként említik. A Tokaji-hegységet, a Vihorlátot és a Gutin-hegységet Seghedi et al. (2004a) a központi-szegmensbe sorolja. Az Avas-Gutin, Kelemen-, Görgényi-havasok, Hargita vulkáni hegyeit leginkább kelet-kárpáti vulkáni területként említik (Szabó et al. 1992; Mason et al. 1995; Seghedi et al. 2004a stb.). A Központi- és a Délkelet-Kárpáti szegmens képződményeit Lexa et al. (1993) 'ív-típusú' andezites vulkáni kőzeteknek nevezte.

Harangi (2001a) területi elterjedésük és geodinamikai eredetük alapján négy egységbe különítette el a neogén mészalkáli vulkáni képződményeket: **1**, a Pannon–medence északi részén húzódó mészalkáli vulkáni komplexumok (közép-szlovákiai vulkáni terület, Visegrádi-hg., Börzsöny, Cserhát, Mátra, Tokaji-hg. /16,5-9 Ma/); **2**, a Pannon-medence keleti peremén megjelenő mészalkáli vulkáni területek (Vihorlát-Beregi vulkáni terület, Avas-Gutin, Kelemen-, Görgényi-havasok, Hargita /14 Ma-150 ezer év/); **3**, a Pannon-medence belsejében, nagyrészt üledékekkel fedetten található mészalkáli vulkáni kőzetek (Alföld alatti vulkáni képződmények, Mecsek, Komló, Erdélyi-Érchegység /20-7,4 Ma/); **4**, a Pannon-medence délnyugati peremén előforduló mészalkáli vulkáni képződmények (Pohorjétől–Baranyáig /22-7 Ma/). A geokémiai és a K/Ar koradatok alapján Harangi (2001b) a Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkáni kőzetein a következő osztályozást alkalmazza: **1,** miocén (21–13 Ma) szilíciumban gazdag ignimbrites egységek; **2,** középső miocén–negyedidőszaki (16,5–2 Ma) mészalkáli vulkáni kőzetek; **3,** miocén–negyedidőszaki (15–0,02 Ma) káli- és ultrakáli kőzetek (K_2O>3 t%, K_2O/Na_2O>2, MgO> 3 t%); és **4,** késő miocén-negyedidőszaki (11–0,2 Ma) alkáli vulkáni kőzetek .

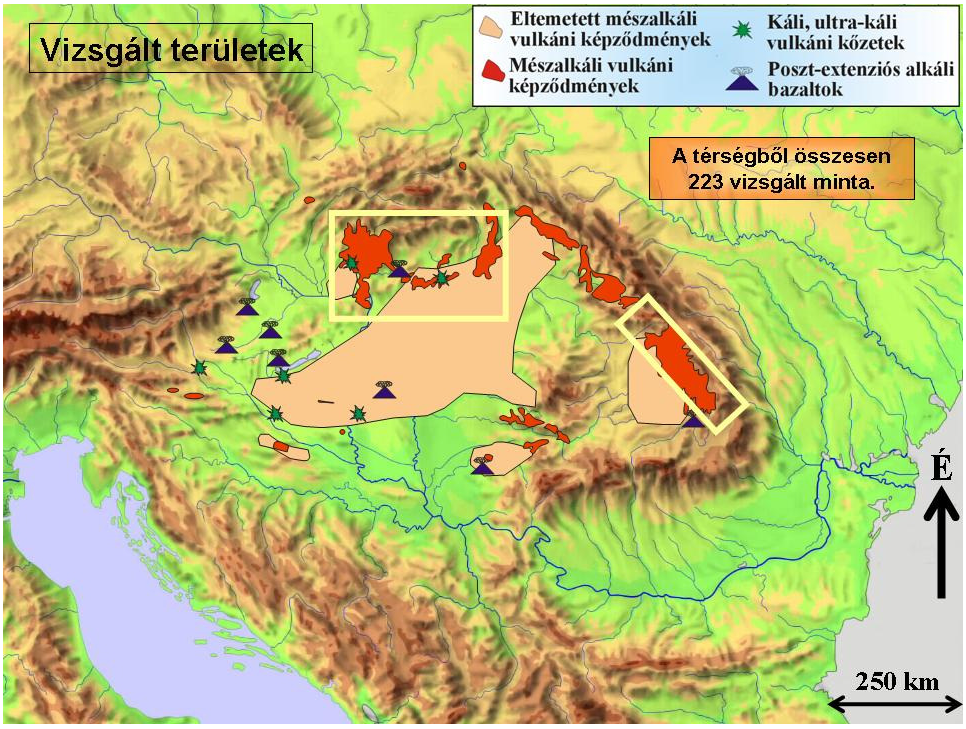
Seghedi et al. (2004a) a térbeli elhelyezkedés, az időbeliség, és a geokémiai tulajdonságok alapján szintén négy szegmensre osztották fel a Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni területeit: **1**, Nyugati- (közép-szlovákiai vulkáni terület, Visegrádi-hg., Börzsöny, Cserhát, Mátra, Bükkalja, eltemetett vulkáni képződmények és az elszórt külső-kárpáti magmás előfordulások /20-10 Ma/); **2**, Központi- (Zemplén, Dési tufa, Tokaji-hg., Vihorlát, Gutin, Bereg és Avas-Gutin, kelet-kárpáti szubvulkáni terület /15-8 Ma/); **3**, Dél-Keleti- (Kelemen-, Görgényi-havasok, Hargita /10-<1 Ma); és **4**, Belső-szegmensek (Erdélyi-középhegység /15-8 Ma/ délen shoshonitos vulkanizmus <2 Ma).

A kétfajta Harangi-féle osztályozás (Harangi 2001a,b) átfed egymással, de a külön geokémiai és kor adatok alapján történő besorolás segíti a hasonló kémiai jelleget mutató, de különböző helyzetű vulkáni kőzetek összehasonlítását, illetve a kőzetek képződési korával mutatkozó kémiai változásokra, ezáltal a képződési környezet változására is felhívja a figyelmet. A Seghedi által alkalmazott csoportosítás (Seghedi et al. 2004a) előtérbe helyezi a térbeli elhelyezkedést, ezáltal a geodinamikai környezet, és a kőzetek korában való változás alapján történő elkülönítést. Seghedi et al. (2004a) a szilíciumban dús egységeket is a mészalkáli csoportba sorolták, viszont elkülönítik a Központi-szegmenst, mint átmenetet a Nyugati- és Délkeleti-szegmens közt, míg Harangi (2001a) ezen képződmények közül a Tokaji-hegységet és a Zemplént az Észak-Pannon, míg a Vihorlát, Bereg és Avas-Gutin komplexumokat a Kelet-Pannon mészalkáli egységek közé sorolja.

Az általam vizsgált (**3.1. ábra**) mészalkáli vulkáni képződményeket két csoportban tárgyalom, ötvözve a Harangi- és a Seghedi et al.-féle Kárpát-Pannon térségi mészalkáli vulkáni kőzetekre vonatkozó besorolásokat. Részletesen a középső miocén–negyedidőszaki (16,5–2 Ma) mészalkáli vulkáni kőzeteket (Harangi 2001a,b) vizsgálom, amelyekre területi, ez által geodinamikai jellegük alapján <u>nyugat-kárpáti</u>, és <u>kelet-kárpáti</u> vulkáni területi egységként hivatkozom. A Harangi (2001a) féle Észak-Pannon mészalkáli vulkáni komplexumokat nyugat-kárpáti, míg a Seghedi et al. (2004a) féle Dél-Keleti szegmens képződményeit a keleti-kárpáti mészalkáli vulkáni képződményekként írom le. A két terület közti kárpátaljai területről és az Avas-Gutin vonulatról geokémiai vizsgálatokhoz nem álltak rendelkezésemre minták.

A nyugat- és a kelet-kárpáti területekről reprezentatív mintasort vizsgáltam, mind a kőzetek típusa (bazaltoktól a riolitokig), mind azok kora (16-0,6 Ma) tekintetében. Megvizsgáltam még olyan kőzetek anyagát is, amelyek lehetséges kiinduló, azaz forráskőzetei lehettek a mészalkáli vulkanitoknak, illetve megolvasztásuk hatással lehetett azok kémiai összetételére: így a litoszféra köpeny és alsókéreg eredetű peridotit és granulit xenolitokat, az asztenoszféra összetételére utaló alkáli bazaltokat, felsőkéreg kőzeteket és a lehetséges alábukó

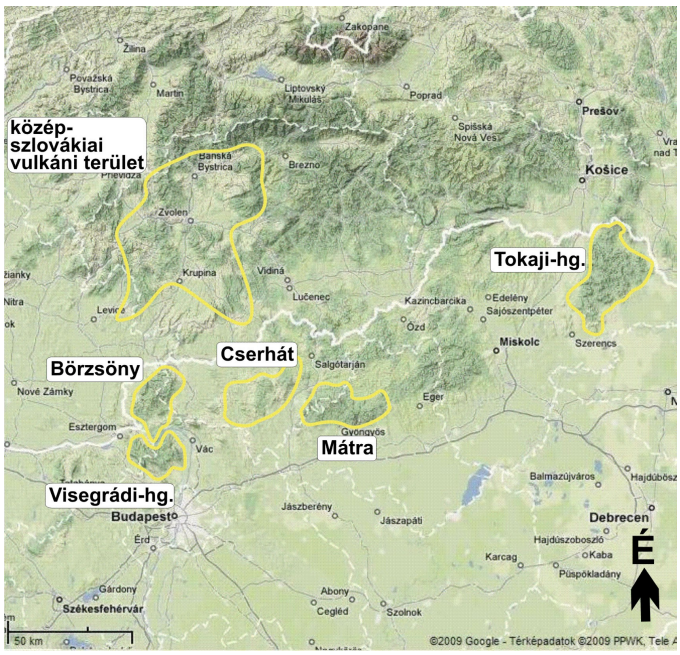
üledéket. A vizsgált kőzetek egy részét a térségben kutató geológus munkatársaim bocsátották rendelkezésemre. Ezen kőzetek részletes petrográfiai leírásai az általuk közölt cikkekben megtalálhatók (Mason et al. 1996, 1998; Harangi et al. 1995, 2001, 2007; Pető 2005; Pécskay et al. 1986, 1995a,b, 2006; Embey-Isztin et al. 1989, 2002; Kiss et al. 2010).



3.1. ábra: A vizsgált nyugat- és kelet-kárpáti mészalkáli vulkáni képződmények elhelyezkedése a Kárpát-medencében. (domborzati térkép: Zentai 1996 http://lazarus.elte.hu/hun/summer.jpg)

3.1. Nyugat-kárpáti vulkáni terület

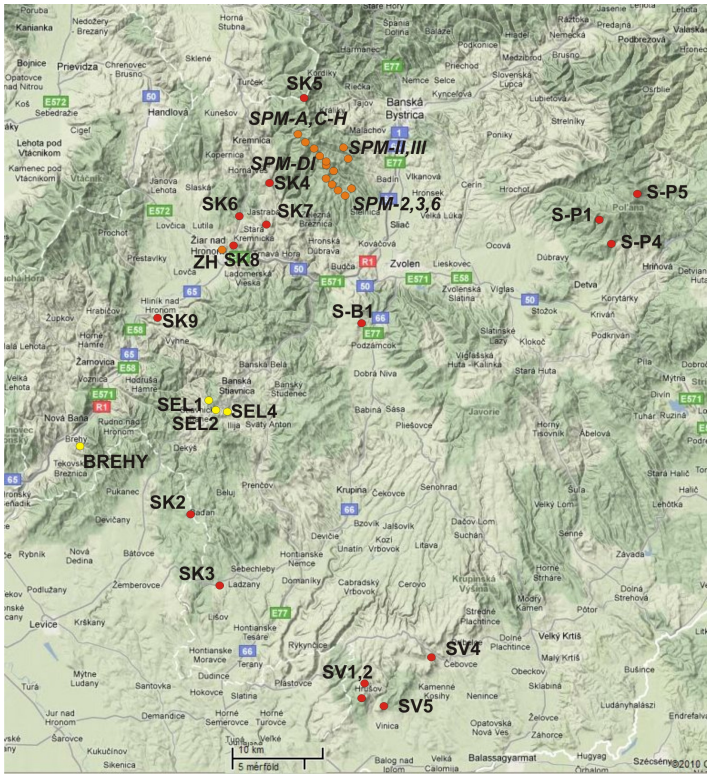
A nyugat-kárpáti vulkáni képződmények közül a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny, a Visegrádi-hegység, a Cserhát, a Mátra, és a Tokaji-hegységből (**3.2. ábra**) származó kőzeteket vizsgáltam. A Bükkalja Si-gazdag vulkáni kőzeteit kémiailag a savanyú ignimbrites (Harangi 2001a) csoportba sorolhatók, így nem tartoznak szorosan a dolgozat fő törzséhez, amely az intermedier mészalkáli vulkanitokat tárgyalja, ezért ezeket a kőzeteket csak összehasonlítás szintjén említem.



3.2. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület képződményei: közép-szlovákiai vulkáni terület, Börzsöny, Visegrádi-hg., Cserhát, Mátra és a Tokaji-hg.. (*Google térkép adatok 2009*)

A nyugat-kárpáti vulkáni területen nyugatról kelet felé haladva nem figyelhető meg a vulkáni kitörések idejének szisztematikus vándorlása (Pécskay et al. 1995a,b; Bendő et al. 2000; Karátson et al. 2000). A vulkanizmus mindenhol kb. 16,5-15 millió éve kezdődött és egyes komplexumok esetén 1-2 millió éven belül befejeződött (pl.: Visegrádi-hegység, Börzsöny, Mátra; Korpás 1998; Karátson et al. 2000, 2001, 2007), de máshol akár 7-8 millió éven keresztül is fennmaradt a vulkáni működés (pl.: közép-szlovákiai vulkáni terület, Tokaji-hegység; Konečný et al. 1995a,b). A Visegrádi-hegység, a Börzsöny, és a közép-szlovákiai vulkáni terület, valamint a Tokaji-hegység képződményeinek fő jellegzetessége, hogy a feltételezett szubdukciós szuturával párhuzamos Kárpáti-ívhez képest merőlegesen helyezkednek el, az alábukás frontjától 200-300 km-re. A vulkáni működést főként piroxén- és amfibol-piroxén andezitek jellemzik, de dácitos vulkanizmus is előfordult. A magas Al-tartalmú bazaltok és bazaltos andezitek ritkák, a legintenzívebb extenziós szakaszban képződtek, és a mészalkáli vulkanizmus végső fázisában. A Börzsöny és a Visegrádi-hegység területén, a vulkanizmus kezdeti szakaszához kapcsolódóan gyakoriak a gránát (almandin) fenokristályokat tartalmazó andezitek, dácitok és riolitok (Embey-Isztin et al. 1985; Lantai 1991, Harangi et al. 2001). A Ca-tartalmú almandin gránát nagy nyomáson és vízgazdag magmából keletkezik, és mivel kis nyomáson nem stabil, ezért csak olyan tektonikai környezetben fordul elő, ahol a magma nagy mélységéből hamar a felszínre juthat (pl.: törésvonalak mentén).

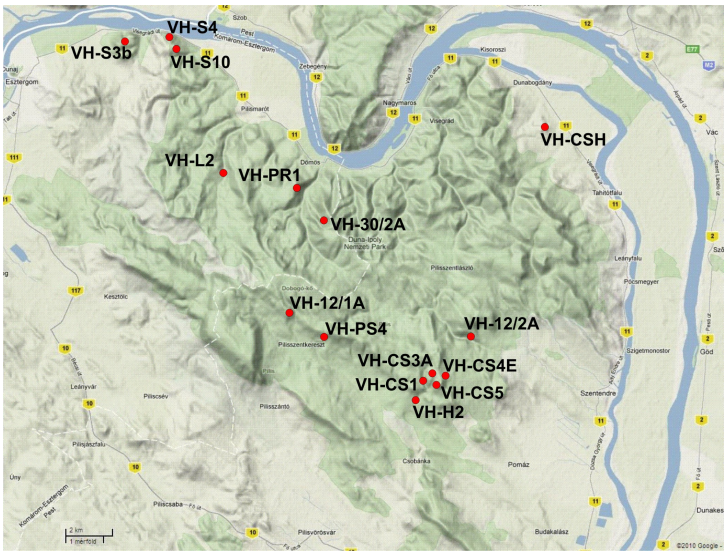
A <u>közép-szlovákiai vulkáni terület</u> (16-9 Ma) több vulkáni komplexum együtteséből áll (**3.3. ábra**; Čelovce és Vinica, Selmec-Štivanica, Körmöc-Kremnica, Madaras-Vtačnik, Fluchova, Farkas-hegy–Vlči vrch, Polyana-Poľana, Jávoros-Javorie, Osztovszki-hegység–Lysec), amelyek részben sekélytengeri, részben szárazföldi környezetben alakultak ki (Konečný et al. 1995a). A vulkáni működés során extrúzív dómok és hozzájuk kapcsolódó piroklaszt breccsák, lávakőzetek, hialoklasztitok, valamint szubvulkáni testek jöttek létre (Konečný 1971; Konečný et al. 1983; 1995a) Kőzettanilag főleg piroxén- és piroxén-amfibolandezitek alkotják a vulkáni sorozat fő tömegét, de a lávafolyások kőzeteiben földpát fenokristályok is jellemzők. Extruzív dómokban biotit-amfibol andezit is előfordul. Az uralkodó andezitek mellett főleg bazaltos andezitek fordulnak elő (Žiar környékén és a Vlči vrch vulkáni felépítményben). A vulkáni tevékenység kései szakaszában (13-10 Ma) riolitok keletkeztek (Lexa & Konečný 1998); fenokristályaik jellemzően amfibol, biotit, plagioklász, káliföldpát és kvarc ásványok. A bazaltos kőzetek a kitörés végső szakaszára jellemzők, főként porfíros olivin-augit bazaltok és bazaltos andezitek. A területről 35 bazalt, andezit és riolit mintát vizsgáltunk (**3.3. ábra**; Harangi et al. 1999, 2007), amelyek nagy része dr. Harangi Szabolcs gyűjtése. A Farkas-hegyről származó minták, valamint a Ziar nad Hronom (ZH) és a Brehy minta Pető Máriával közös mintagyűjtés eredménye.



3.3. ábra: Mintavételi pontok a közép-szlovákiai vulkáni területről. Pirossal dr. Harangi Szabolcs, narancs- és citromsárga színekkel Pető Mária és saját gyűjtésű minták. Citromsárgával az alkáli bazalt lelőhelyek vannak feltüntetve. (*Google térkép adatok 2009*)

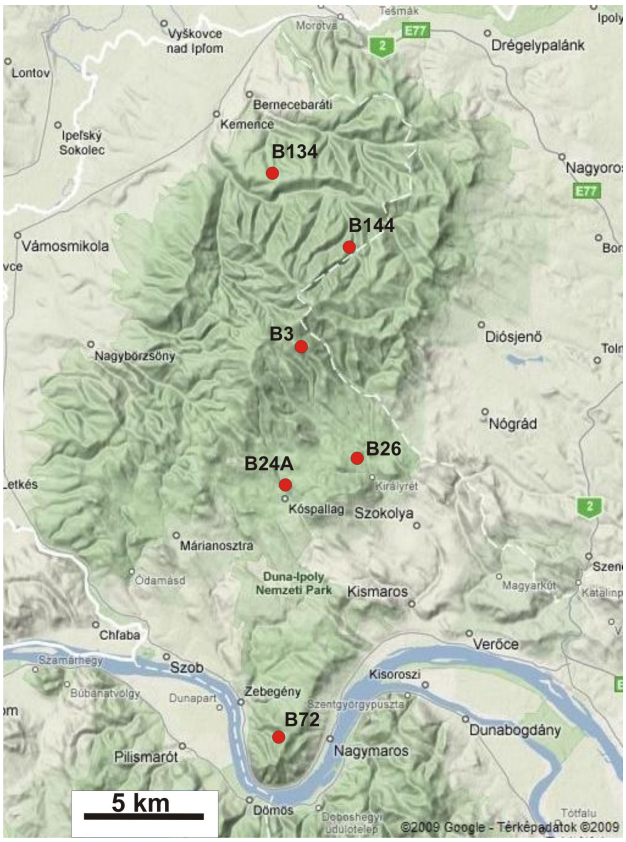
A <u>Visegrádi-hegység</u> több kis rétegvulkáni kúp és lávadóm összessége (pl. Keserűs hegy, Karátson et al. 2001, 2006). A Visegrádi-hegységben a lávakőzetek jóval ritkábbak, uralkodóan vulkanoklasztitok fordulnak elő. A durvatörmelékes üledékek egy része elsődleges, de nagy részük lahar (Bendő 2002), törmelék ár és epiklasztit üledék (Karátson et al. 2007). A vulkáni működés kezdetén (16,5-16 Ma) gránáttartalmú vulkáni kőzetek, biotit dácitok és riodácitok keletkeztek (Zelenka 1960; Harangi et al. 1999; 2001), de amfibol andezit magmák is a felszínre

törtek például a Holdvilág-árok területén (Bendő et al. 2000). A gránáttartalmú andezitekben jelentős mennyiségben található plagioklász a gránát mellett. A gránát tartalmú biotit dácitokban a gránát és biotit mellett a plagioklász a legjelentősebb fenokristály, a két utóbbi a mátrixban is előfordul apatit és cirkon mellett. A vulkanizmus második szakaszában (16-15 Ma) főként amfibolandezit magmák jutottak a felszínre, de kis mennyiségben megjelentek piroxénandezitek és bazaltos andezitek is. (Karátson et al. 2007). A nagy mátrix/fenokristály arányú biotit amfibol andezitekben fenokristályként plagioklász, amfibol, biotit és magnetit fordul elő. A piroxén andezitek egy része oxidált, fenokristályaik plagioklász, oxiamfibol és magnetit, biotit hiányzik ezekből a kőzetekből, apatit ritka kiegészítő ásvány (Karátson et al. 2007). A bazaltos andezitekben a fenokristályok aránya nagyobb a mátrixhoz képest, mint a korábban említett kőzettípusoknál, különösen sok a plagioklász, a klino- és ortopiroxén. Kisebb elegyrészként magnetit és amfibol is előfordul. A területről 15 andezitet, dácitot és riolitot vizsgáltunk (**3.4. ábra**), amelyek nagy része dr. Harangi Szabolcstól, kisebb része pedig közös mintagyűjtésből származik.



3.4. ábra: A Visegrádi-hegység domborzati képe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*

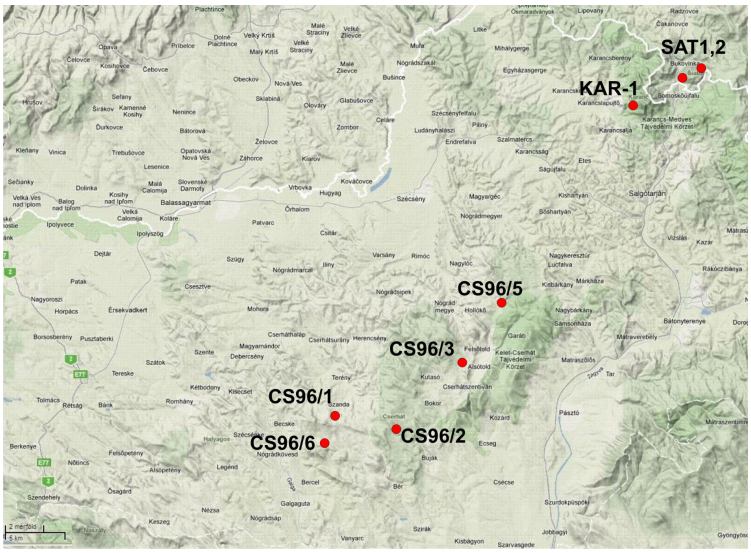
A <u>Börzsönyt</u> a tőle délre elhelyezkedő Visegrádi-hegységgel együtt egy egységet alkotó, nagyméretű középső-miocén vulkáni területként írják le (Korpás 1998). A Börzsöny a Visegrádi-hegységhez hasonlóan kis rétegvulkáni kúpok és lávadómok összessége (Kubovics & Pantó 1970; Csillagné Teplánszky 1983; Korpás 1998; Karátson



3.5. ábra: A Börzsöny domborzati képe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*

1995, Harangi et al. 1999; Karátson et al. 2000; Karátson & Németh 2001). A Börzsönyben a fejlődéstörténeti rekonstrukciók szerint a vulkanizmus 3 millió éven át, három fő fázisban zajlott (Pantó 1968, 1969; Kubovics & Pantó 1970; Korpás 1998; Karátson 1995). Az első fázisban (16,5-16 Ma) főleg gránáttartalmú dácitos magmák törtek a felszínre (Harangi et al. 2001) és képeztek lávadómokat, illetve ahhoz kapcsolódó vulkanoklaszt üledékeket, feltehetőleg sekélyvízi környezetben. A porfíros szövetű dácitok és andezitek leggyakoribb ásványa a plagioklász, de az amfibol (hornblende) és a biotit is gyakori. A vulkáni tevékenység második szakaszában (16-14,5 Ma) andezites lávadóm kitörések voltak (Karátson et al. 2000). Ezt a kitörési fázist plagioklász, amfibol és biotit fenokristályokat tartalmazó andezitek jellemzik, amelyek mátrixát nagyrész vulkáni üveg alkotja. A vulkanizmus harmadik fázisában (14,5-13 Ma) alakult ki a Magas-Börzsöny vulkáni lávadóm komplexuma. Ezt a vulkáni fázist főleg porfíros szövetű piroxén és amfibol andezit és bazaltos andezit kőzetek jellemzik. Az andezitek alapanyaga finom szemcsés, több mint fele üveges, benne plagioklász és amfibol fenokristályokkal. A három vulkáni fázisból dr. Harangi Szabolcs gyűjtéséből származó 6 andezit kémiai összetételét mértük (**3.5. ábra**).

A Cserhát (**3.6. ábra**) vulkáni szerkezetét főként komplex dómok, egyszerű közepes méretű rétegvulkánok és jól fejlett radiális rendszerű telérek építik fel (Buda 1965; Árkai 1970; Hámor 1985; Póka et al. 2004). Noszky (1940) és Póka (1968) a Cserhátot a Mátra vulkán radiális peremi telér rendszerének írták le, amely hegységek csak a miocén után váltak el geomorfológiailag egymástól.



3.6. ábra: A Cserhát és a Karancs domborzati térképe és a vizsgált minták lelőhelye. (*Google térkép adatok 2009*)

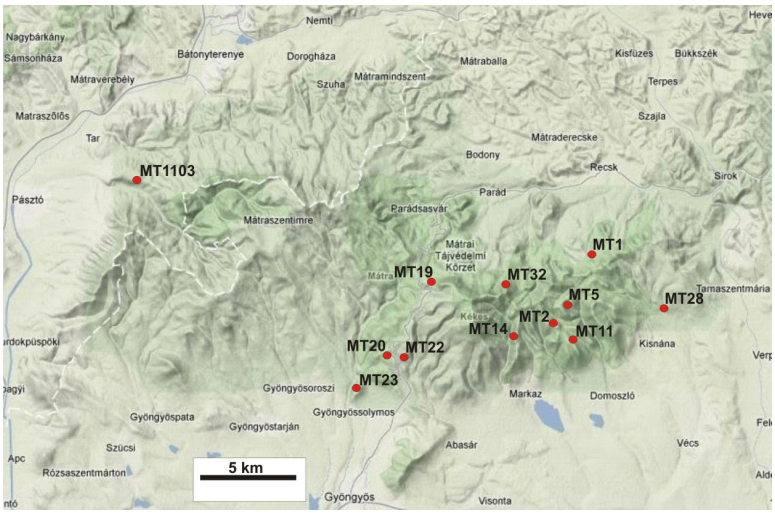
Újabb geofizikai mérések (Kiss 2001) és korábbi petrográfiai és kémiai eredmények felülvizsgálatai alapján Póka et al. (2004) megállapította, hogy a Cserhátban három intermedier és három savanyú vulkáni fázis váltakozva követte egymást. A Cserhát vulkán szerkezeti fejlődése és magma képződése a kezdeti és a végső fázisban szoros kapcsolatban állt a Mátra vulkanizmusával, de a fő kitörési szakaszban (bádeni) viszonylag önálló fejlődésen ment keresztül (Póka et al. 2004). A kárpáti és bádeni időszakban a vulkanizmus kezdetben riolitos volt (18,1-17,1 Ma), de később még két fiatalabb riolittufa sorozat is megtalálható, ezek a 16,6-

14,8 Ma középső- és a 13-12 Ma alsótufa szinthez sorolt képződmények (Póka et al. 2002). Az intermedier vulkanizmus a kárpáti időszakban víz alatti kitöréssel kezdődött és piroxén amfibol andezitet és piroxén andezitet szolgáltattak, amelyek K/Ar kora nem mérhető a nagy mértékű átalakulás miatt. A legintenzívebb intermedier vulkanizmus piroxén andezit lávát és andezit tufát termelt, amely a magas Cserhátot építi fel. A Cserhátban intruzív testek, lakkolitok is megtalálhatók, amelyek az intenzív eróziónak köszönhetően felszínre kerültek (Póka et al. 2002, 2004). A vulkanizmust a Cserhátban az üveges andezit lávafolyást eredményező, 13,1 millió éves kitörés zárta. A Cserhát területéről 7 andezitet vizsgáltunk (**3.6. ábra**). Az andezitek fő elegyrésze a plagioklász, ami mellett piroxén és amfibol gyakori, de biotit is előfordul. Az alapanyag apró plagioklász kristályokat, léceket és kőzetüveget tartalmaz. A vizsgált kőzetek kora 15,9-14,8 millió év (Pécskay et 1995ab, 2006).

A Karancsot kialakító vulkáni tevékenység során az andezit nem tört a felszínre (Gyalog et al. 2007), hanem a megkövült 26-24 millió éves tengeri üledékösszletbe (Noszky et al. 1952; Ódor 1962) nyomult körülbelül 15 millió éve. Az andezitekben kőzetalkotó ásványok a plagioklász, a piroxén és az amfibol, a lassú kihűlést a kőzetek durvaszemcsés szövete is jelzi. A Karancsban gyakori a gránát tartalmú andezit (Szabó et al. 1980). A Karancs területéről 3 andezitet vizsgáltunk (**3.6. ábra**).

A Mátra fő tömegét középső miocén (bádeni) piroxénandezit, andezittufa és vulkáni agglomerátum váltakozásából álló többszáz méter vastag rétegvulkáni kőzetösszlet adja (Szádeczky-Kardoss et al. 1959; Kubovics 1966; Kubovics & Pantó 1970, Varga et al. 1975; Karátson 2006). Itt található Magyarország két legmagasabb hegycsúcsa, a Kékes (1014 m) és a Galya-tető (965 m). A Mátra kialakulása több – 18 és 13 millió év közt zajló – vulkáni fázis következménye. A hegység északkeleti peremén (Recsk Lahóca-hegy) késő-eocén vulkáni képződmények maradványai, biotit amfibol andezit vulkáni kőzetek és diorit porfír intrúziók találhatók (Földessy et al. 2004). A miocén vulkanizmus során jött létre a Mátra fő tömege. Az utóvulkáni működés nyomait a hegység nyugati- és északnyugati peremén lehet észlelni (Karátson et al. 2001). A végső vulkáni tevékenység során egy egységes andezites lávatakaró temette be a hegység keleti felében korábban létrejött vulkáni képződményeket. A Mátra déli része mélyre süllyedt, és elborította a tenger. Az északi része ezzel egyidőben fokozatosan kiemelkedett, felszíne fokozatosan pusztult. A részben szárazföldi, részben víz alatt képződött középső-miocén ignimbritek a nyugati és a keleti részeken egyaránt megtalálhatók. A vulkanológusok között az utóbbi évtizedekben vita folyt a hegységben feltételezett kitörési központok helyéről (Szádeczky-Kardoss et al. 1959; Czakó & Zelenka 1981, Karátson 2006), illetve a mátrai kaldera, vagy kalderák méretéről. Korábban a Mátra egészére kiterjedő kalderát

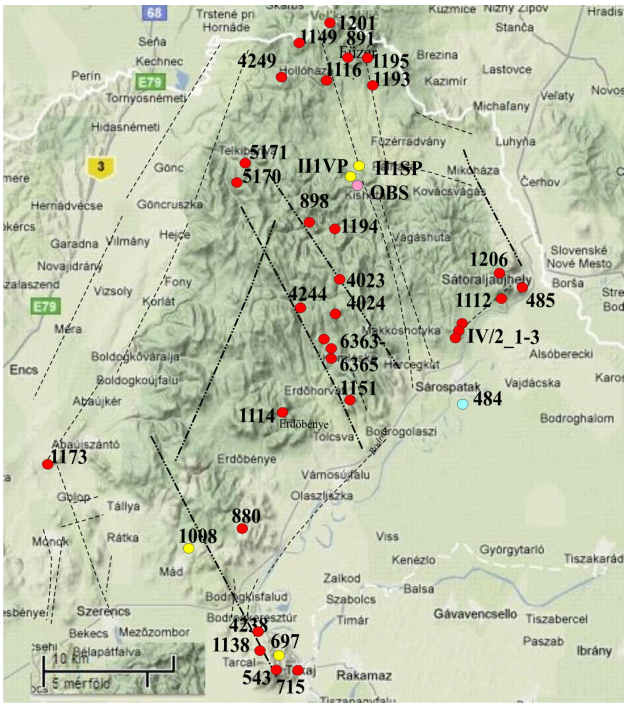
feltételeztek, amelynek központja a gyöngyösoroszi ércesedés lett volna (Szádeczky-Kardoss et al. 1959). Később, a kalderát létrehozó hatalmas beszakadásos szerkezet létrejöttét elvetették (Kubovics & Pantó 1970). A legújabb vulkanológiai, vízhálózat-elemző és geofizikai módszerek is ez utóbbi kalderamentes álláspontot támasztják alá (Czakó & Zelenka 1981). Az andezit-lávatakarót kis méretű, önálló kitörési központok hozhatták létre; három krátermaradványt sikerült rekonstruálni (Karátson et al. 2001), amelyek közül kettő a Keleti-Mátrában található: a kékesi (Négyeshatár–Hidas-bérc–Kékes–Sas-kő–Markazi-kapu–Hegyes-tető) és a nagy-szár-hegyi (Kis-Szár-hegy–Nagy-Szár-hegy–Oroszlánvár–Jóidő-hegy); a harmadik feltételezhetően a Galya-tetőtől délre, a Csukás- és a Cseternás-patak völgyfőinél volt. A Mátrából 12 andezit bórtartalmát vizsgáltam (**3.7. ábra**), amelyek dr. Zelenka Tibor és dr. Pécskay Zoltán közös mintagyűjtéséből származnak. dr. Pécskay Zoltán ugyanazokat a mintákat bocsátotta rendelkezésemre, amelyeken a K/Ar-kor mérést végezte (16,4-12,3 Ma; *Pécskay nem publikált adatok*). A legidősebb vizsgált minta, a Mátra északnyugati részéről való (Hasznosvár: MT1103), míg a maradék 11 minta a Kelet-Mátrából származik. A vizsgált kőzetek ásványos összetételük alapján piroxén és amfibol andezitek. A Nyugat-Mátrából vizsgált piroxén andezittufa a piroxén mellett plagioklászt tartalmaz fenokristályként, alapanyagában a kőzetüveg aránya nagy. A Kelet-Mátrából vizsgált idősebb piroxén andezitek porfíros elegyrészként plagioklászt és piroxént tartalmaznak, alapanyagukat nyúlt léces földpát, kevés opak ásvány és főként kőzetüveg alkotja.



3.7. ábra: A Mátra domborzati térképe és a vizsgált minták lelőhelye. (*Google térkép adatok 2009*)

A <u>Tokaji-hegység</u> vulkáni szerkezetét láva dómok, láva folyások és intrúziók építik fel, amelyek anyaga változatos, az andezitektől a magas Si-tartalmú dácit és riolit kőzetekig. A vulkanitok egy közel É-D-i irányú vulkanotektonikus süllyedékben helyezkednek el (Zelenka 1963; Gyarmati 1977). A kitörési és hidrotermális központok az ÉÉK-DDNY, illetve az ÉÉNY-DDK irányú törésvonalakat követik (Széky-Fux 1970; Pentelényi, 1972, Gyarmati, 1977). A vulkanizmus kezdete a Tokaji-hegységben a bádeni korszak második felére (15 Ma; Pécskay et al. 1995a) tehető, amit nagy vastagságú riodácit ártufa jelez. A vulkanizmussal egyidőben a terület elkezdett süllyedni, ami transzgresszióval járt együtt, így az intermedier vulkanizmus

termékei már szubmarin környezetben rakódtak le (Gyarmati 1977). A szarmata korszakban a kezdeti savanyú vulkanizmus egyre differenciáltabbá vált, a süllyedés mértéke csökkent, így már szárazföldi vulkanizmus volt jellemző, de mindemellett szubvulkáni tevékenység is zajlott. A vulkáni működés a Tokaji-hegységben 9,4 millió évvel ezelőttig tartott (Pécskay et al. 1995a), amelynek terméke a Bodrogközben talált egyetlen olivin bazalt (Sárospatak-10 fúrás). A Tokaji-hegységből összesen 43 mészalkáli vulkáni kőzetet vizsgáltam a bazalttól a riolitokig (**3.8. ábra**). A vizsgált minták egy része saját gyűjtés (Gméling et al. 2006), többsége viszont dr. Pécskay Zoltán gyűjteményéből származik (Pécskay et al. 1986, 1995a,b, 2006), amelyeket az ATOMKI K/Ar-laboratóriumában már vizsgáltak. A riolitok a hegység egész területén megtalálhatóak, obszidiánok is előfordulnak (Rózsa et al. 2000; 2002), bár az északi és a déli riolitok petrográfiailag, ezért kémiailag is elkülönülnek egymástól (Ilkeyné-Perlaki 1972). A Tokaji-hg. északi részéről származó riolitok nem tartalmaznak káliföldpátot fenokristályként, míg a déli riolitok a szanidin mellett kvarcot és biotitot is (Molnár et al. 1999). Többféle riolit is elkülöníthető a szövete és a mátrixa alapján (Kiss et al. 2010; pl. perlit, fluidális riolit, szferulitos riolit stb.), de mindnek az alapanyaga nagyrészt vulkáni kőzetüveg. A dácitok leginkább önálló dómokat alkotnak hozzá kapcsolódó lávafolyással (Rózsa 1994). A hegység északi és déli részéről származó dácitok inkább a K/Ar koruk, mintsem a kémiai összetételük alapján különülnek el (Kiss et al. 2010). A dácitok fenokristályként nem tartalmaznak kvarcot és biotitot, amfibol és ritkán piroxén megtalálható bennük, de üveges mátrixukban gyakoribbak a plagioklász lécek, mint a riolitoknál. Az andezitek és a savanyú piroxén andezitek (Gyarmati 1977) plagiolászt, piroxént és amfibolt tartalmaznak gyakori elegyrészként, míg a biotit csak egyes mintákban fordul elő.

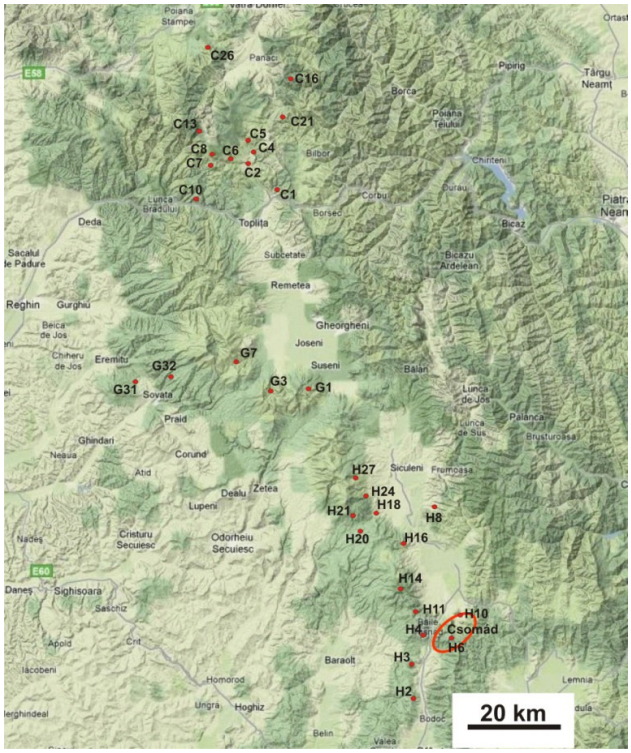


3.8. ábra: A Tokaji-hegység térképvázlata a főbb szerkezeti vonalakkal és a mintavételi helyszínekkel (Gméling et al. 2006). Sárga pont a perlit minták, kék pedig az egyetlen olivin bazalt mintát jelzi. (*Google térkép adatok 2009*)

3.2. Kelet-kárpáti vulkáni terület

A Keleti-Kárpátok területén a magmaképződés és a vulkanizmus szorosabb kapcsolatban állt a lemezalábukási és letörési folyamatokkal, mint a nyugat-kárpáti területen, ahol inkább litoszféra extenziójához kapcsolódó magmaképződés és vulkáni aktivitás volt jellemző.

A Keleti-Kárpátok orogén övében feltételezett szubdukciós szuturával közel párhuzamosan, attól néhány tíz kilométerre, húzódik a dolgozatban kelet-kárpáti vulkáni területként említett Kelemen-Görgény-Hargita vonulata (**3.9. ábra**; Radulescu & Sandulescu 1973, Peltz et al. 1987; Szabó et al. 1992). A Kelemen-, a Görgényi-havasok és a Hargita alkotta hegylánc a Keleti-Kárpátok mentén elhelyezkedő neogén magmás vonulat délkeleti szakaszát képezi (**3.1. ábra**). A kb. 160 km-es hosszúságú mészalkáli vulkáni láncolat, szoros egymásmellettiségben elhelyezkedő, egymást néha részben átfedő, túlnyomó többségében andezites anyagú, rétegvulkánokból és lávadómokból áll (Szakács & Seghedi 1995). Az egyedi, főleg lávaöntő tevékenység termékeiből felépült vulkáni kúpokat máig felismerhető központi depresszió (utólagos erózió által kialakított kráter vagy kis kaldera) koronázza (Karátson 1999), és kiterjedt vulkáni törmelékpalást övezi (Szakács & Seghedi 1995, 1996). Az ív mentén északnyugatról délkeleti irányba a vulkáni tevékenység vándorlása, a radiometrikus (zömében K/Ar) koradatok tükrében egyértelmű (Radulescu et al. 1973, Peltz et al. 1987; Szakács et al. 1993; Pécskay et al. 1995a,b), amit a vulkáni felépítmények ugyan abba az irányba csökkenő magassága, térfogata és komplexitása is követ (Szakács et al. 1993; Szakács & Seghedi 1995). A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni képződménye a Csomád a vonulat délkeleti végén található (Szakács & Seghedi 2000, Vinkler et al. 2007). A vulkáni tevékenység az egyes vulkáni komplexumokban rövid ideig tartott (maximum 4 millió évig; Pécskay et al. 1995 a,b). Mivel a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat a Keleti-Kárpátok



3.9. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület képződményeinek: Kelemen-Görgény-Hargita vonulat elhelyezkedése, a vizsgált minták lelőhelyei (*Google térkép adatok 2009*).

orogén vonulata és az Erdélyi-medence határán alakult ki, az alatta lévő földkéreg/litoszféra változó vastagságú. A tengelyzónában általában 38-42 km/100-120 km (Lenkey 1999; Tari et al. 1999), legvastagabb a Dél-Hargita alatt, ahol a vonulat határolja a kréta flis alkotta kárpáti gyűrött szerkezeteket (Szakács et al. 1993). A Kelemen-havasok nyugati része alatt az Erdélyi-medencére jellemző kontinentális kéreg vastagsága kb. 30 km (Soculescu et al. 1964; Stanica et al. 1990), míg keleten a vulkáni képződmények az orogén vonulat prekambriumi-kambriumi kristályos kőzetein településnek, ezért már 40 km-re nő a kéregvastagság. A kéreg a Görgényi-havasok és az Észak-Hargita alatt a legvékonyabb. Az Észak-Hargita vulkanitjai nyugaton az Erdélyi-medence pannon korú üledékeire települtek, míg a hegység keleti pereme mentán már kárpáti kréta korú flis üledékek, egy helyen (Csíkrákoson) szigetszerűen előbukkanó metamorfitok, találhatók. A Kelemen-Görgény-Hargita területről dr. Paul R.D. Mason által gyűjtött és vizsgált (Mason 1995; Mason et al. 1995) mészalkáli vulkáni kőzeteket, míg a Csomád területéről dr. Vinkler Anna Paula és dr. Harangi Szabolcs által gyűjtött mintákat vizsgáltam (Vinkler et al. 2007).

A Kelemen-havasok kelet-nyugati irányú vonulat, a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni terület legidősebb (11,3-6,7 Ma; Seghedi et al. 2005), legnagyobb és legbonyolultabb felépítésű vulkáni központja (**3.9. ábra**; Szakács & Seghedi 1995; Pécskay et al. 1995 a,b; Seghedi et al. 2005). A magmatizmus kezdeti szakaszáról (10,9-8,6 Ma) intruzív testek tanúskodnak, ezt követően alakult ki a fő rétegvulkáni szerkezetek. A térségben felépült legnagyobb vulkáni felépítmény a Ruszka-Tiha vulkán /Rusca-Tihu/, instabilitása a szerkezet összeomlását eredményezte (8 Ma körül), amit további vulkáni működés követett. A Kelemen kaldera vulkán /Călimani/ 7,5-6,7 millió évvel ezelőtt működött, fejlődéstörténetének sarkalatos pontja a kb. 7 millió évvel ez előtt kalderaképződés folyamata, amelye további vulkáni (kalderán belüli és kívüli) és szubvulkáni (kalderán belüli) folyamatok követtek. A Kelemen-havasok területéről 12 darab, 9,6-6,9 millió éves bazaltos andezitet, andezitet és dácitot vizsgáltunk, amelyek részletes kőzettani leírása megtalálható Mason (1995) és Mason et al. (1996) cikkeiben. A lávakőzetek porfírosak, a bennük lévő domináns fenokristály főként plagioklász. Színes elegyrészként a bazaltos andezitekben és andezitekben piroxén, a dácitokban amfibol és biotit fordul elő. Járulékos ásványként magnetit, ilmenit, cirkon és apatit gyakori. A kaldera pereméről származó dácitban kvarc is előfordul (Seghedi et al. 2005). Olivint a hegység délkeleti részén elterjedt „Sármási bazaltból” írtak le (Seghedi et al. 2005).

A Görgényi-havasokban a vulkáni tevékenység kezdete időben átfed a Kelemen-havasok vulkanizmusával, de az aktivitás itt tovább tartott (9,4-5,4 Ma; Pécskay et al. 1995b; Moriya et al. 1996; Seghedi et al. 2004c). A Görgényi-havasok összetett vulkáni felépítményekből áll

(Szakács & Seghedi 1995, 1996), kalderákkal vagy azok nélkül, pajzsvulkánok és lávadóm komplexek is találhatók. A Görgényi-havasokat hat rétegvulkáni központ alkotja (**3.9. ábra**), az északi rész legmagasabb hegyei a Fancsal-tető /Fâncel-Lăpuşna/ (1682 m), és a Széles-tető /Obarsia/ (1633 m) vulkáni maradványok. A legnagyobb vulkán a Fancsal kaldera dominál a hegység északi részén, átmérője kb. 10 km (Radulescu et al. 1964). A kalderában bazaltos andezit és andezit összetételű intruzív testek találhatók: Fancsal /Fâncel/, Nagyerdős /Jirca/, Bakta /Bacta/. A Görgényi-havasok központi részét egyetlen nagy lepusztult rétegvulkán, a Mezőhavas /Seaca-Tătarca/ építi fel (1776 m; **3.9. ábra**). A Görgényi-havasok déli részén található vulkáni építmények: a Borzont, a Somlyó /Şumuleu/ (1576 m) és a Csomafalvi Délhegy /Ciumani/ (1694 m). Kis kőzettani változatosságtól eltekintve a lávakőzetek és vulkáni törmelékek nagy része andezit. Az andezitek a Kelemen-havasok kőzeteihez hasonló összetételűek, szövetileg porfírosak. Leggyakoribb elegyrészük a plagioklász, ami a kőzetek anyagának 60-80 %-át alkotja, de a piroxén is gyakori, míg amfibol csak a savanyúbb (> 57 t% SiO_2) andezitekben található (Mason 1995). A Görgényi-havasokból összesen 5 andezit mintát vizsgáltunk (Mason 1995).

A Hargita területén 6,3 millió évvel ezelőtt elkezdődött a mészalkáli vulkanizmus, a Görgényi-havasok vulkáni aktivitásának csökkenésével egyidőben. A Hargitában a vulkanizmus a felső-pleisztocénben ért véget (0,04 Ma). A rétegvulkáni szerkezetek kevésbé nyilvánvalók, mint az ív többi részén, itt inkább a lávafolyások dominálnak. Változatos a litológia: az andezitek mellett a dácitok előfordulási gyakorisága megnőtt, de bazaltos andezitek is találhatók (Seghedi et al. 1987). A kőzetek legjelentősebb elegyrésze a plagioklász és az amfibol. A Hargita geológiailag két szegmensből áll: mind az északi (Csíkmagosa /Râchitis/, Osztoróc /Ostoroş/, Fertő-tető /Ivo-Cocoizaş/, Madarasi-Hargita /Vârghiş), mind pedig a déli része (Kakukkhegy /Cucu/, Nagykőbükk /Luci-Lazu/, Piliske /Pilişca/, Csomád /Ciomadul/, Bükkszád-Málnás /Bicsad-Malnaş/) több vulkáni centrumot foglal magába (**3.9. ábra**; Peltz et al., 1974; Seghedi et al., 1987; Szakács et al., 1993, Szakács & Seghedi 1995). A legnagyobb észak-hargitai vulkán a Madarasi-Hargita, depressziója nem kráter, hanem a Kelemen-havasokbeli Ruszka-Tihahoz hasonlóan szerkezeti összeomlás eredménye (Szakács & Seghedi 2000). A Dél-Hargita a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat legfiatalabb tagja (4,3–<0,04 Ma; Pécskay et al. 1995b), gyökeresen különbözik a vonulat többi részétől (Szakács et al. 1993). A Dél-Hargita Olton átnyúló része a Csomád-hegység, legidősebb képződményei 1-0,75 millió évesek (Bálványos, Kis-Haram), amit egy lávadómokból felépülő együttes kialakulása követett (0,65-0,5 Ma, Nagy-Haram, Várhegy, Szurdok, Komlós-árok, Nagy-Csomád, Kis-Csomád, Taca és Köves-Ponk; Szakács et al. 1993; Pécskay et al. 1995b). A Dél-Hargita láváinak összetétele a bazaltos

andezittől a dácitokig változik, ezért a kőzetek fenokristályainak változatossága nagyobb. A fenokristályok (plagioklász, amfibol, biotit, piroxén és Fe-Ti-oxidok) a kőzetek tömegének 40-50 %-át teszik ki (Mason 1995). Olivin a bazaltos andezitekben található. A csomádi mintákban plagioklász mellett káliföldpát (szanidin), az alapanyagban apatit és cirkon is előfordul. A Dél-Hargita területén dél felé a dácitok mennyisége és kőzetek amfibol és biotit tartalma nő. A kőzetek összetételében mutatkozó legérdekesebb geokémiai változás északról dél felé a normál mészalkálitól a nagy K-tartalmú mészalkáliba való átmenet. A legdélebbi területen megjelennek a shoshonitok (Seghedi et al. 1987). A shohshonitok petrográfiai és geokémiai különbségei a többi mészalkáli kőzettől eltérő magmagenetikára enged következtetni. A Dél-Hargita fiatal kőzeteinek nyomelemaránya, magas Sr és Ba-tartalommal és kis Y és B-tartalommal adakitos jelleget mutat (Seghedi et al. 2004a,c; Seghedi et al. 2007). A vulkáni komplexumok kréta flis üledékes sorozatra települnek, ami a Keleti-Kárpátok akkréciós ék sorozatát képviseli. Az Észak-Hargitából (6,3-4,1 Ma) 5 andezitet és 2 dácitot (Mason 1995); a Dél-Hargitából (2,8-0,2 Ma) 9 andezitet (Mason 1995), míg a Csomádból 7 dácitot vizsgáltunk (Vinkler et al. 2007).

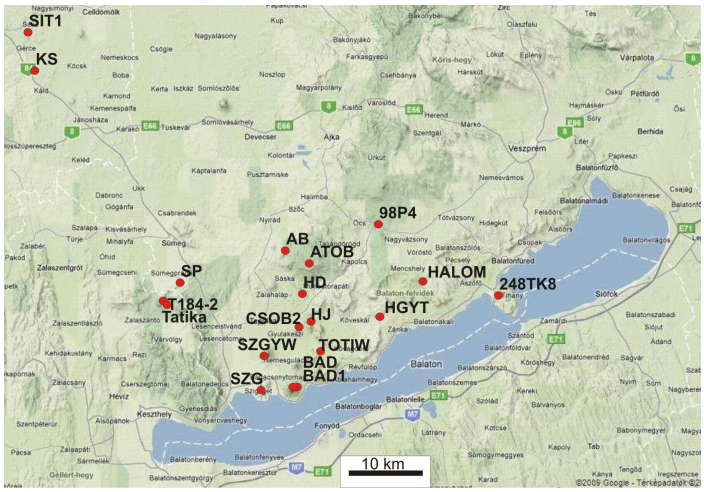
3.3. Vizsgált alkáli bazalt vulkáni területek a Kárpát-medencéből

A Kárpát-Pannon térség több vidékén (Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék, Stájer-medence, Nógrádi-medence–Gömör térsége, Erdélyi-medence keleti része) késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli mafikus magmák törtek fel az eocén–miocén szubdukció és mészalkáli vulkanizmus után, a litoszféra- és kéregtágulást, valamint a medence kialakulást (Horváth 1993; Huismans et al. 2001) követően. A korai miocénben az alábukó lemez hátragördülése eredményezhette a litoszféra elvékonyodását (aktív rift fázis: 18–14 Ma, Royden 1993; Fodor et al. 1999; Bada et al. 1999; Bada & Horváth 2001), míg a késő miocénben inkább a felemelkedő, forró asztenoszféra hozható kapcsolatba a litoszféra lemez extenziójával (post rift fázis: 12–11 Ma). A tipikus lemezen belüli alkáli bazalt vulkanizmus Burgenlandon és a Duna-Tisza közében (Kecel) kezdődött (**3.1. ábra**) a késő miocénben (12-10 Ma; Balogh et al. 1986), de a legaktívabb 3-5 millió évvel ezelőtt volt a Balaton-felvidék vulkáni területen (Balogh et al. 1982, 1986). Az utolsó bazaltos vulkánkitörés 0,5 millió éve (Balogh et al. 1981) történt Közép-Szlovákiában Brehy környékén. A Kárpát-Pannon térség alkáli mafikus láváinak összetétele széles határok közt, az olivin tholeittől egészen a nefelinitig változik. Mivel az alkáli bazaltok viszonylag gyorsan törtek a felszínre, ezért gyakorta tartalmaznak köpenyxenolitokat. A legprimitívebb alkáli bazaltok vizsgálata betekintést nyújt a földköpenyben lejátszódó folyamatokra, információval szolgál a felsőköpeny anyagából képződött elsődleges olvadékok átlag összetételről (pl. Embey-Isztin et al. 1993).

A közép-szlovákiai mészalkáli vulkáni területen az alkáli bazaltok két fő csoportra oszthatóak: a) Selmecbánya és Zólyom környékén találhatóak az idősebb, késő-pannon korú (8,9-6,6 Ma; Balogh et al. 1986) olivin bazalt, nefelin bazanit és trachybazalt lelőhelyek; és b) Brehy környékén alkáli bazaltos lávafolyások (Konečný et al. 1995b), amelyek fiatalabb, pleisztocén korú (0,5 Ma) képződmények. A Brehyből egy (Pető 2005), Selmecről 3 alkáli bazalt minta B-koncentrációját mértem meg (**3.3. ábra**). A vizsgált kőzetek porfíros olivin-augit bazaltok.

A Balaton-felvidéki alkáli vulkáni terület a legtöbbet vizsgált és a legnagyobb a Kárpát-Pannon régió lemezen belüli, óceáni sziget bazalt (OIB) jellegű alkáli vulkáni területei közül. A Balaton-felvidéken a vulkáni aktivitás 7,5 millió éve (Balogh & Németh 2005) a Tihanyi-félszigeten kezdődött és 2–3 millió évvel ezelőtt ért véget (Balogh et al. 1982, 1986; Balogh & Pécskay 2001; Wijbrans et al. 2005). Fő kőzettípusok az alkáli olivin bazaltok és bazanitok. Az alkáli bazaltok fenokristálya az olivin, amit klinopiroxén kísér, a plagioklász az alapanyagra korlátozódik, amelyben olivin, klinopiroxén, titanomagnetit és ilmenit is található, az apatit

gyakori járulékos elegyrész (Embey-Isztin & Dobosi 1995; Embey-Isztin et al. 2003). A fiatal alkáli bazaltok magmái valószínűleg a felnyomuló asztenoszféra megolvadásával keletkeztek. Azonban a normál köpenykőzetekhez képest, könnyűelem gazdagodás mutatnak, ami utal a bazaltok keletkezésének összetett folyamatára. A Balaton-felvidékről 19 alkáli bazalt mintát vizsgáltam (**3.10. ábra**; Gméling et al. 2007), amelyek dr. Német Károly, dr. Ulrike Martin és velük közös mintagyűjtésekből származnak.

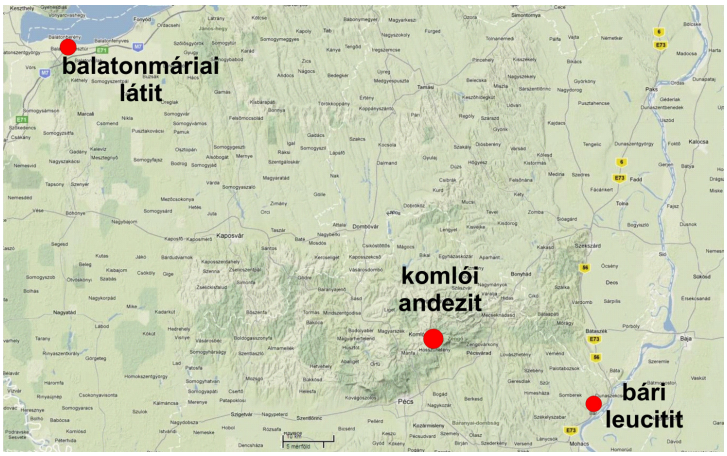


3.10. ábra: A vizsgálat alkáli bazalt minták lelőhelyei a Balaton-felvidék alkáli vulkáni területről. (Gméling et al. 2007 alapján). (*Google térkép adatok 2009*)

Egyéb vizsgált vulkáni területek a Kárpát-medencéből

A Kelet-Mecsekben, Komló mellett előbukkanó szubvulkáni mészalkáli andezit (19-20 Ma; Hámor et al. 1987) nem sorolható se a nyugat-, se a kelet-kárpáti vulkáni területhez. Összehasonlításképpen egy fúrásból származó komlói andezit minta B-tartalmát is mértem (**3.11. ábra**).

A Kárpát-medencében előfordulnak káli-ultrakáli vulkáni kőzetek, amelyek káliumban és más nyomelemekben gazdag kőzetforrásból származnak, illetve kis mértékű olvadáshoz köthetők. Közös jellemzőjük, hogy a magas káliumtartalom mellett a K_2O/Na_2O-arányuk is nagy. Káli-ultrakáli andeziteket, látitokat és shosonitokat a Stájer-medencéből (18-13 Ma; Scharbert et al. 1981), olivin leucititet Bár közeléből (2,1 Ma; Balogh et al. 1986; Viczián 1965; Szederkényi 1980; Harangi et al. 1995), és látitot a Balatonmária-1 sz. fúrásból (13,4 Ma; Józsa et al. 1993; Harangi et al. 1995), illetve shoshonitokat és látitokat a Dráva-tektonikai vonal mentén (17-15 Ma; Pamić et al. 1992; 1995) írtak le (**3.11. ábra**). A felsoroltak közül egy bári leucitit, és két balatonmáriai látit mintát vizsgáltam.



3.11. ábra: Mecsekből származó mészalkáli andezit és két káli vulkáni kőzet lelőhelyei. (*Google térkép adatok 2009*)

3.4. Vizsgált alsó litszféra xenolitok, valamint flis kőzetek a Kárpát-medencéből

A Kárpát-medence intermedier mészalkáli vulkáni kőzeteinek bórgeokémiai adatait akkor lehet pontosabban értelmezni, ha megvizsgáljuk a lehetséges forráskőzeteket a földköpenyből és a földkéregből, valamint azokat a kőzeteket, amelyek közelítik az alábukó üledék összetételét.

Xenolitok

A mészalkáli vulkanizmus végén és azt követően a kisebb térfogatú lemezen belüli alkáli bazaltos-bazanitos-nefelinites vulkanizmus termékeiben néhol kéreg- és köpeny xenolitok találhatók (Embey-Isztin et al. 1989, 1990, 1993, 2001a,b; Embey-Isztin & Dobosi 1995; Downes et al. 1992). A kevésbé differenciált alkáli bazaltok az asztenoszféra köpeny olvadásával képződtek, míg a bennük található peridotit és granulit a litoszféra köpeny és az alsókéreg olvadékkal felszínre hozott darabjai lehetnek. A Kárpát-Pannon térségben felső köpeny eredetű zárványok főként spinel peridotit és piroxenit összetételűek (Downes et al. 1992; Embey-Isztin et al. 2001a,b; Szabó et al. 2004) számos helyen előfordulnak, például a Stájer-medencében, a Kisalföldön, a Balaton-felvidéken, Nógrádban és a Persányi-hegységben. Az alsókéreg eredetű granulit xenolitok lelőhelyeinek száma alárendelt, a Kárpát-medencében csupán a Balaton-felvidék néhány xenolit lelőhelyén, a Nógrád-Gömör térségében és a Stájer-medencében fordulnak elő (Dobosi et al. 2003, Dobosi 2003; Embey-Isztin et al. 2003; Kovács et al. 2004; Kovács & Szabó 2005).

Az alsókéreg eredetű xenolitokat dr. Dobosi Gábor és dr. Embey-Isztin Antal bocsátották rendelkezésemre (2 metaüledékes és 4 metamagmás xenolit – Mindszentkálláról). Négy Sabar-hegyről származó granulit mintát, pedig dr. Harangi Szabolcstól kaptam. A xenolitok frissek, nagy részük közepesen durva szemcsés, gránátban, klinopiroxénben és plagioklászban gazdagok. Némelyik minta amfibolt is tartalmaz, amely az alsókérget ért metaszomatikus hatásokra utal. A vizsgált mintákra vonatkozó részletesebb petrográfiai és geokémiai leírások Embey-Isztin et al. (2003), Dobosi et al. (2003) és Dobosi & Embey-Isztin (2004) cikkeiben olvashatók.

Szentbékkálláról hat felsőköpeny xenolitot, lherzolitokat és harzburgitokat vizsgáltam amelyeket szintén dr. Dobosi Gábor és dr. Embey-Isztin Antal adott át PGAA vizsgálatokra. A minták petrográfia és kőzetkémiai leírásai Embey-Isztin et al. (1990) és Downes et al. (1992) cikkeiben található meg. A vizsgált minták spinel lherzolitok. A lherzolit xenolitok equigranuláris és protogranuláris szövetűek. A leggyakoribb elsődleges köpenyásványokból állnak: olivin,

ortopiroxén, klinopiroxén és spinel, de leírtak olyan xenolitokat is amelyekben amfibol is található (pl. Downes et al. 1992).

A Keleti-Kárpátok déli részén található a Persány-hegység alkáli bazaltos vulkáni területe (1,5-1,2 Ma és 0,6 Ma; Seghedi et al. 1987, 2001**b**; Mason et al. 1996). A Persány-hegységből néhány ultramafikus xenolit minta B-koncentrációját is vizsgáltam. A Persány-hegységben Olthévíz környékéről Tóth Attila által gyűjtött és részletesen vizsgált 14 websterit és klinopiroxenit minta B-koncentrációját vizsgáltam (Tóth et al. 2006).

Flis kőzetek

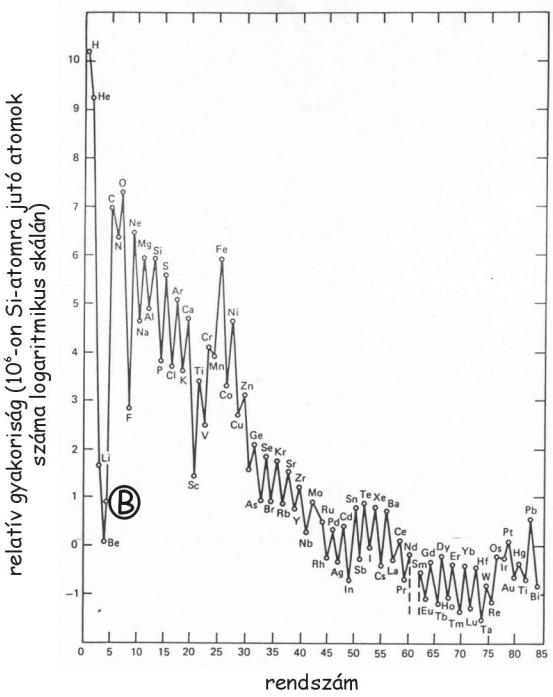
A Kárpáti hegyvonulatot követő külső-kárpáti flis öv erősen gyűrt terrigén üledékes rétegekből áll (Roure et al. 1993), amely üledékösszlet átlag 130 km-es térrövidülés eredménye (Roca et al. 1995). Ez képviseli a feltételezhető kárpáti szubdukciós zóna akkréciós üledékeit (Săndulescu 1984). A külső-kárpáti flis üledékek az óceáni, illetve a kontinentális üledék felgyűrt maradványai, amelyek egy része az alábukási folyamatok során a mélybe kerülhetett. Az üledékekből az előre haladó metamorfózis során távozó fluidumok metaszomatizálhatták a felsőköpeny és az alsókéreg anyagát.

A Mason (1995) által korábban elemzett kelet-kárpáti flis minták közül három kőzet B-tartalmát mértem, amely adatok megközelíthetik a szubdukciós folyamatok során alábukott üledékek átlag B-koncentrációját. A külső-kárpáti flisből származó reprezentatív minták geokémiai tulajdonságait és izotópgeokémiai adatait Mason et al. (1995; 1996) már meghatározta. A kelet-kárpáti vulkáni terület déli részén, a Hargita vulkáni képződményei a flis üledékekre települtek.

A nyugat-kárpáti területhez kapcsolódóan tíz flis és mélytengeri üledék mintát vizsgáltam a külső-kárpáti flis medencéből a Pieniny-hegység (Wzar és Jarmuta) területéről.

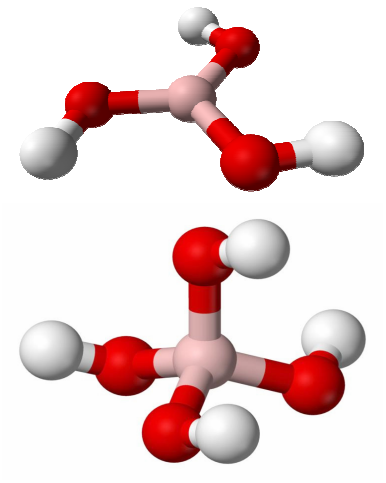
4. A BÓR GEOKÉMIÁJA

A bór (B) anomálisan ritka elem, becsült gyakorisága a világegyetemben 0,001 µg/g (Marshall & Fairbridge 1999). A **4.1. ábra** az elemek világegyetembeli eloszlását mutatja. A B-ral együtt a Be és a Li is negatív anomáliát mutat, ami ezen elemek kevésbé stabil atommag szerkezetével magyarázható. Mivel a B meglehetősen ritka elem, kimutatása nem egyszerű, ezért tulajdonságait csak az 1980-as évektől ismertük meg. A B-t kis atomtömege (10,81 g/mol) miatt a könnyűelemek közé soroljuk (Pfennig et al. 1998). Az ötödik elem, a periódusos rendszer második periódusában a nemfémes elemek közt található. A természetben háromszorosan pozitív (B^{3+}) ionként fordul elő, ionsugara kicsi (átlagosan 23 pm /1 pm=10^{-12}m). Koncentrálódásra kevéssé hajlamos; elemi állapotában a természetben nem fordul elő. Két allotróp módosulata létezik, sötétszürke, fémfényű kristályokban, vagy amorf bórnak nevezett barnásfekete porként ismeretes. A köbös bór-nitrid a gyémánt utáni legkeményebb anyag. Minden ismert anyag közül a B szakítószilárdsága a legnagyobb.



4.1. ábra: Az elemek kozmikus relatív gyakorisága.

A B legfontosabb endogén ásványa a turmalin, (B-tartalma 2,8–3,6 %). Exogén ásványai (bórax, boracit, borokalcit) viszonylag gyakoriak. Ásványokban, olvadékban és fluidumokban a B trigonális, vagy tetragonális koordinációban kapcsolódik az oxigénhez (**4.2. ábra**). A B-O kötések erősen kovalens jellegűek. A B nem formál elszigetelt B^{3+} ionokat, a természetben szinte kizárólagosan oxigénhez kötődik és $B(OH)_3$, illetve $B(OH)_4^-$ vagy más komplex ion formájában van jelen. A B^{3+} ionsugara 27 pm, míg tetraéderes koordinációban annál sokkal kisebb. A B ionsugara a C ionsugarával közel azonos, ami lehetővé teszi, hogy kalcitba (^{III}B), aragonitba és gyémántba (^{IV}B) is beépüljön. Szilikát ásványokban, a



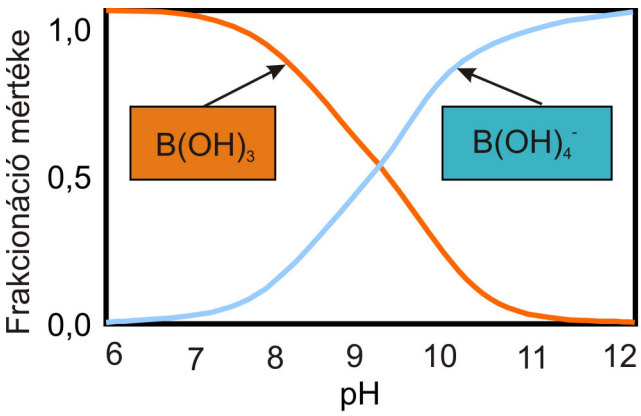
4.2. ábra: A bór tri- és tetragonális koordinációjú komplexei.

tetraéderes pozícióban lévő Al^{3+}, vagy Si^{4+} iont helyettesítheti, ami töltéskiegyenlítést igényel, és némi torzulást okoz a TO_4 egységekben, mivel a B^{3+} ionsugara jóval kisebb.

A B-nak két természetes, stabil izotópja van (^{10}B és ^{11}B). Geológiai vizsgálatokban a B radioaktív izotópjai (^{8}B és $^{12-19}B$) nem használhatók fel, mert felezési idejük kevesebb, mint 1 másodperc (Pfennig et al. 1998). A két stabil izotópjának gyakorisága a természetben 19,9 és 80,1 atom% (Pfennig et al. 1998), amely nagy relatív különbség (~10 %) felelős a természetben előforduló ~100 ‰-es változásért (Palmer & Swihart 2002). Alacsony hőmérsékleten jelentős mértékű frakcionáció mutatkozik a két stabilizotóp arányában, ennek köszönhetően a bór stabilizotóp arányának változása felhasználható a Föld felszíni folyamatainak tanulmányozásához (pl.: Hemming & Hanson 1992; Barth 1998), valamint a lemez alábukáshoz kapcsolódó szerpentinitekben és sziget ív bazaltokban a fluidumok nyomon követésére (pl.: Ishikawa & Nakamura 1994; Benton et al. 2001). A B-izotópjainak segítségével vizsgálták a Föld szubdukciós zónáiban a víz-üledék kölcsönhatást, az óceáni kéreg átalakulását és a dehidratációs folyamatokat diagenezis és metamorfózis közben és más, egyéb anyagáramlási folyamatokban. A ^{11}B erősebb kötési energiát mutató trigonális szerkezetbe épül be, míg az aránylag könnyebb ^{10}B izotóp a tetraéderes koordinációjú bórt gazdagítja (Palmer & Swihart 2002). Az üledékek, az átalakult óceáni kéreg és a szerpentinitek $\delta^{11}B$ értéke jóval magasabb, mint az óceánközépi hátság bazaltoké (MORB), mivel a tengervízzel való kölcsönhatáskor a nehezebb izotópokban gazdagodnak. Így a jelentősen hidratált óceáni lemez nehéz B izotópokat szállít a földköpenybe. A nehezebb izotópok (^{11}B) távozása a szubdukálódó anyagból csökkenő $\delta^{11}B$ értékeket eredményez ívre merőlegesen az alábukástól az ív mögötti medence irányába.

Bór koordinációja a különböző fázisok közt

A B koordinációja H_2O-ban, adott P-T viszonyok közt erősen függ a pH-tól (**4.3. ábra**). A B tetraéderes koordinációban, mint $B(OH)_4^-$ csoport van jelen 9-nél magasabb pH esetén. Neutrális és savas vizes fluidumokban (pH< 7), túlnyomórészt trigonális koordinációban foglal helyet $B(OH)_3$ egységekben. Legújabb kísérleti adatok azt mutatják, hogy ez nagyobb nyomás viszonyok közt is igaz, egészen 3 GPa-ig (Thomas et al. 2002). A jelenkori tengervíz pH-ja ~8, ezek alapján a B ~80%-a trigonális koordinációban van jelen, ami erősen érzékeny a pH változásra (Palmer &



4.3. ábra: A bór koordinációjának függése a pH-tól.

Swihart 2002). A B a boroszilikát olvadékokban tetraéderes és trigonális koordinációban is megjelenik (Dingwell et al. 1996). Hervig et al. (2002) és Tonarini et al. (2003a) tanulmányai alapján a nyomnyi mennyiségű B-t tartalmazó szilikát olvadékokban a B trigonális pozícióban van. Ezek alapján a B koordinációs állapota független a szilikát olvadékok kémiai állapotától. Metabázitokban és metaüledékekben a fehér csillámok (muszkovit, fengit és paragonit) a legfőbb B-hordozó ásványok (Domanik et al. 1993; Nakano & Nakamura 2001). Csillámokban általában tetraéderes pozícióban van jelen a B (Schreyer & Werding 1997; Hervig et al. 2002; Tonarini et al. 2003a).

4.1. Különböző rezervoárok bórkoncentrációja

A bór a kondritos meteoritokban kis koncentrációban fordul elő. A tektitekben jóval több B van (23 μg/g), mint a meteoritokban és a holdkőzetekben (0,14 μg/g) (Marshall & Fairbridge 1999). A külső földövekben a B gyakorisága megnő. Amennyiben a B segítségével próbáljuk nyomozni a szubdukciós zónák anyagáramlását, úgy érdemes részletesen ismerni a körforgalomban résztvevő közegek (pl. földköpeny, alsó- és felső földkéreg, átalakult óceáni kéreg, üledékek, tengervíz) B-tartalmát (**4.I. táblázat**).

A földköpeny bórkoncentrációja

A földköpeny átlagos B-koncentrációja a meteoritokhoz hasonlóan alacsony 0,05–0,8 μg/g (Agyei & McMullen 1978; Curtis et al. 1980; Higgins & Shaw 1984; Shaw et al. 1988; Chaussidon & Libourel 1993; Chaussidon & Jambon 1994; McDonough & Sun 1995; Paquin et al. 2004; Ottolini et al. 2004). A primitív földköpeny kevesebb B-t tartalmaz (0,26±0,1 μg/g; Chaussidon & Jambon 1994; Chaussidon 1995; McDonough & Sun 1995; Palme & O'Neill 2003). Számítások alapján a kimerült felső köpeny B-tartalma még az átlagosnál is alacsonyabb ~0,01-0,1 μg/g (Chaussidon & Libourel 1993; Chaussidon & Marty 1995; Leeman & Sisson 2002; Ottolini et al. 2004). A földköpeny kőzetek B-tartalmának és bórizotóp arányának meghatározása jelentős analitikai kihívás, mivel a B kis koncentrációban van jelen a primitív és a kimerült földköpeny kőzetekben.

Különböző közegek	B-koncentráció (μg/g)
Kozmikus gyakoriság	~0,001
Meteoritokban	0,4-1,4
Holdkőzetekben	0,14
Teljes Föld átlag	4,47
Földköpeny	0,1
Kontinentális kéreg alsó része	~5
Kontinentális kéreg felső része	~10-15
Óceáni kéreg (üde MORB)	0,4-11
Átalakult óceáni kéreg (AOC)	~80
Tengeri üledékekben	~135
Tengervízben	4,5
Óceáni sziget bazaltokban (OIB)	~3
Sziget ív vulkáni kőzetekben (IAV)	~2-35

4.I. táblázat: A bór átlagos mennyisége különböző közegekben (Leeman & Sisson 1996; Marshall & Fairbridge 1999 alapján)

Az óceáni kéreg B koncentrációja

Az óceáni litoszféra az óceánközépi hátságon képződik. Az óceánközépi hátság bazaltok (MORB) differenciálatlan üvegjeinek B-tartalma 0,4-2,3 μg/g. A B-, és a MgO-koncentráció

közt negatív korrelációt tapasztalunk, ami alátámasztja Ryan & Langmuir (1987, 1993) állítását, miszerint a B inkompatibilisen viselkedik magma differenciáció közben. Differenciált kőzetek friss üvegei magasabb B-koncentrációt mutatnak (1-11 μg/g; Ryan & Langmuir 1987, 1993; Niu & Batiza 1997). Friss bazalt kőzetek B-tartalmának mérése, hasonlóan a földköpeny kőzetekéhez, mindmáig nehéz feladat, mivel B-koncentrációjuk általában kevesebb, mint 2 μg/g. Óceáni sziget bazaltok (OIB) köpenyforrásának B-tartalma valószínűleg nagyobb a MORB köpenyforráshoz képest (Chaussidon & Marty 1995), mert az OIB-k B-koncentrációja kissé nagyobb (~3 μg/g).

A szubdukálódó átalakult óceáni litoszféra lemez B-tartalma jellegzetesen nagy (~80 μg/g); több mint tíz, vagy akár százszorosa is a földköpeny B-koncentrációjának. Ez azért lehetséges, mert az alábukó óceáni lemez jelentős mértékű átalakuláson ment át, amelyért nagy részt a B-ban gazdag tengervíz a felelős.

A tengervíz és az óceáni üledékek bórkoncentrációja

A tengervíz átlagos B-tartalma 4,5 μg/g (Marshall & Fairbridge 1999) és koncentrációja az egész óceánban nem változik jelentősen. A bórciklusban a B óceánban való tartózkodásának becsült ideje 25 millió év (You et al. 1993). A borát a tengervíz egyik fontos ionja, erősen oldékony komplex. Tengeri üledékekben a B nagy mennyiségben van jelen (~135 μg/g). A B adszorpciója másodlagos ásványokba, különösen agyagásványokba jelentős. Míg a karbonátos üledékekben a B-koncentrációja viszonylag alacsony (0,3 és ~20 μg/g; Spivack & You 1997), a tengeri agyagok nagy B-tartalommal rendelkeznek (10–200 μg/g; Ishikawa & Nakamura 1993; Leeman & Sisson 2002). Az agyagásványok, mint az illit, szmektit és montmorillonit a vízből építik be a bórt, mind felületi adszorpció, mind pedig szerkezeti B formájában. Az átalakult óceáni kéreg teljes B-tartalma és az üledékek valamint szigetív kőzetek B-tartalmának jelentős része a tengervízből származik (Marshall & Fairbridge 1999). Leeman és Sisson (2002) a tengerfenéki üledékek súlyozott átlag B-tartalmát, földi átlagban 53 μg/g-ra becsülte. A tengeri üledékes kőzetek több bórt tartalmaznak, mint más (szárazföldi-, tavi-) üledékek. A B adszorpciója azonban csak 40˚C-nál kisebb hőmérsékleten megy végbe. 150˚C-nál magasabb hőmérsékleten a B az agyagásványból távozik és a kőzetből kilúgzódik.

A kontinentális földkéreg bórkoncentrációja

A kontinentális kéreg átlag B-koncentrációja egy nagyságrenddel nagyobb, mint a földköpeny átlag B-tartalma, de még mindig jóval kisebb, mint az üledékeké. A felső kéreg átlag 10 μg/g, az alsó pedig átlag 5 μg/g B-t tartalmaz (Leeman & Sisson 2002). Az üledékekkel és az

átalakult óceáni kéreggel nagy mennyiségben szubdukált B a szigetív vulkánok és a kontinens peremi ív vulkánok kőzeteiben, valamint a vulkanizmus során felszabaduló gázokban jelenik meg és kerül újra a felszínre. A szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni kőzetek B-koncentrációja átlag 35 μg/g. A fumarólák és meleg hőforrások környezetében a sassolin (H_3BO_3) borát ásvány a gyakori (Kanzaki et al. 1979), ami azt sugallja, hogy a B gáz formában szállítódott. A B valószínűleg az illékonyabb BF_3-ból származik, és vízzel reagálva formál sassolint. A vulkáni és utóvulkáni tevékenységhez kapcsolódóan nagy méretű borát telepek alakulhatnak ki (pl.: ÉNy Argentína: Puna regió; Tibet: Xizang platótól DNy-ra; India: Kashmír tartomány; Nepál: forró tavak; Törökország: Ny-Anatólia; USA: Kalifornia /pl: Boron, Kramer; Searles Lake; Chile: Atacama-sivatag).

A kis ionsugarú és közepes iontöltésű B, az elemek egyik geokémiai csoportjába sem sorolható. Sem a nagytérerejű elemek közé (HFSE), amelyek nagy töltéssel és viszonylag kis ionsugárral rendelkeznek, ezért kevésbé fluid-mobilisak (mint pl. a Nb, Sm, Ce, Zr, Hf, Ta, Ti, Y). Sem a kistérerejű nyomelemek (LILE, LFSE) közé, amelyeknek kicsi ugyan az iontöltése, de nagy az ionsugara. Mindezek ellenére a LIL-elemekhez hasonlóan a B-nak is nagy a fluid-mobilitási hajlama. A következő két fejezet a B fluid-mobilis, és inkompatibilis viselkedéséről szól.

4.2. Bór mobilitása vizes fluidumokban

A B az egyik leginkább mobilis elem vizes fluidumokban a többi ugyancsak fluid-mobilis könnyű elemhez viszonyítva, mint amilyen például a Be, vagy a Li. A B fluid-mobilitása onnan ered, hogy enyhe elektropozitivitása miatt az általa kialakított kötésekben van egy lényeges kovalens komponens. A B a vízben leginkább bórsav [$B(OH)_3$], és borát [$B(OH)_4^-$] formájában jelenik meg. A borát vízben mobilis, azaz a B könnyen kilúgzódik a kőzetekből mállás, vagy metamorfózis során. Ezért a B a vizes fluidumokkal együtt, viszonylag gyorsan távozik a szubdukálódó óceáni lemezből és üledékekből is, gazdagítva a szubdukcióhoz kapcsolódó magmák forrásrégióját.

Üledékes és vulkáni kőzetek B-tartalma változhat mállás, fizikai átalakulás közben, vagy hidrotermális fluidumok hatására. A vizes fluidumokkal kölcsönhatásba kerülő ásványok, vagy kőzetek B-tartalma nőhet, vagy csökkenhet attól függően, hogy milyen P-T körülmények közt vannak jelen, vagy milyen a fluidum kémiai, vagy a kőzet ásványos összetétele. Vizes fluidumok minden körülmény közt hatékonyan szállítják a B-t. Brenan et al. (1998b) felső köpeny környezetet szimuláló, nagynyomású (2 GPa) és hőmérsékletű (900 C°) kísérleteikben a B extrém mobilitási képességeit mutatták ki ($D^{cpx/fluid}$= ~0,016). Tenthorey & Hermann (2004) szintén nagy nyomású és hőmérsékletű kísérleteikben arra a következtetésre jutottak, hogy a B mobilitása kisebb a szerpentinit dehidratációja közben ($D^{cpx/fluid}$= 0,25). A B a nagy hőmérsékletű fluid/kőzet kölcsönhatásra kilúgzódik a kőzetekből. A B-nak magas a fluidum/olvadék megoszlási együtthatója is (2-3; Leeman & Sisson 1996). Zajacz et al (2007) együttesen jelenlévő fluid és szilikát olvadék zárványok vizsgálatai alapján arra a következtetésre jutott, hogy a B-nak az As és Sb-hoz hasonlóan a legmagasabb a fluid/szilikát olvadék megoszlási együtthatója (1 és 10 közt változik).

A könnyű elemek, mint például a B, Be és a Li megoszlása különbözik az alábukó lemez dehidratációja és olvadása során. Az elemek kísérletileg meghatározott ásvány/fluid megoszlási együtthatója klinopiroxén esetén a következőképpen alakul: $D_B < D_{Li} < D_{Be}$, míg gránát esetén szintén a B a legkevésbé kompatibilis elem (Brenan et al. 1998b). Olvadáskor a három könnyű elem egymáshoz viszonyított ásvány/olvadék megoszlási együtthatója: $D_B < D_{Be} < D_{Li}$ (Brenan et al. 1998b).

4.3. Bór viselkedése magmás differenciáció és részleges olvadás során

A bór másik, geokémiai szempontból fontos tulajdonsága a magmás folyamatokban való inkompatibilitása. Az inkompatibilitás a kis ásvány/olvadék megoszlási-együttható értéket mutató elemek tulajdonsága (pl.: B, K, Ba, Nb, Rb, Pb, Zr, Hf, Ti). Ezek a nyomelemek inkább az olvadékban dúsulnak, mind parciális olvadás, mind pedig frakcionációs kristályosodás során. A fő kőzetalkotó ásványokra nézve a B ásvány/olvadék megoszlási-együtthatója kisebb, mint 0,1, vagyis a B erősen inkompatibilis viselkedésű (**4.II. táblázat**). Chaussidon & Jambon (1994), illetve Brenan et al. (1998a) a földköpeny kőzetek teljes kőzet/olvadék megoszlási-együtthatóját $D_B \approx$ 0,01-0,03-nak adták meg, azaz a B olvadás közben inkompatibilisen viselkedik. Ryan & Langmuir (1993) a teljes peridotit kőzet/olvadék megoszlási-együtthatójára kisebb értéket adott: 0,004-0,009, míg a kis nyomású kristályosodás esetén 0,07 a teljes kőzet/olvadék megoszlási-együttható. A nyomás és a hőmérséklet, valamint az ásványok és az olvadék összetétele nem csak a B fluid-mobilitását, de inkompatibilitását is befolyásolja (Brenan et al. 1998a). Ryan & Langmuir (1987, 1988, 1993), valamint Ryan et al. (1996a) azt is kimutatták, hogy a B-Be, B-Nb, B-K elempárok inkompatibilitása függ a parciális olvadás körülményeitől. Mintegy 10%-os olvadás esetén – ha a reziduumban nem marad amfibol – a B/Be-, B/Nb- és B/K-arányok a forrásrégióhoz viszonyítva nem frakcionálódnak. Kisebb fokú olvadásnál a B/K-arány azonban háromszor nagyobb, míg a B/Nb-arány kétszer kisebb lehet, mint a kiindulási anyagban. Mivel az amfibolra nézve a B kompatibilisebb a Be-hoz, a K-hoz, vagy a Nb-hoz viszonyítva, ezért amíg az amfibol nem olvad meg a B/Be-, B/K- és B/Nb-aránya magasabb lesz. Mivel a szigetívek esetén az olvadás mértéke általában viszonylag nagy (>10%, Stolper & Newman 1994), a MORB-hoz képest a primitív ív magmák nagy B/Be- és B/Nb-aránya egyértelműen egy gazdagodott forrásrégiót tükröz (Brenan et al. 1998a), amit az alábukó lemezből származó B-gazdag fluidumok metaszomatizáltak (Ryan & Langmuir 1987, 1988, 1993; Ryan et al. 1996a,b; Morris et al. 1990; Ishikawa & Nakamura 1994).

	B ásvány/olvadék megoszlási együtthatói
olivin/olvadék	0,028-0,046
klinopiroxén/olvadék	0,055-0,117
ortopiroxén/olvadék	0,027-0,046
plagioklász/olvadék	0,06
spinel/olvadék	0,08

4.II. táblázat: A B megoszlása bazaltos olvadék és az abból kiváló ásványok közt (Leeman & Sisson 1996).

A B a részleges olvadásnál az olvadékban, frakcionált kristályosodásnál a maradékolvadékban koncentrálódik, így koncentrációja a bazaltokban kicsi (átlag 0,1-6 µg/g), míg gránitokban nagyobb (átlag 85 µg/g). A gázdús maradékolvadékokból azonban kialakulhatnak olyan turmalinos pegmatitok, amelyek akár 1360 µg/g bórt is tartalmazhatnak. A turmalin elméleti B_2O_3-tartalma a 8-12 t%-ot is elérheti.

4.4. Bórkoncentráció változása mállás, metamorfózis, dehidratáció és szubdukció közben

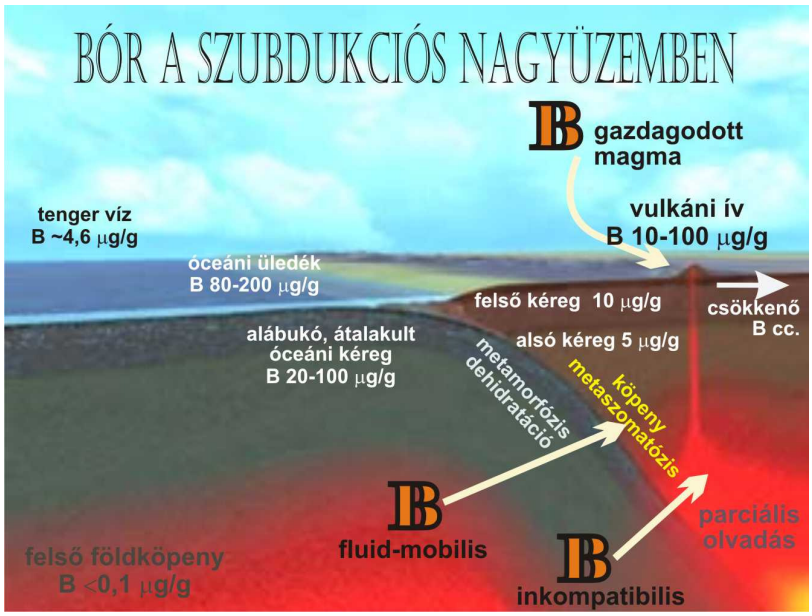
Óceánaljzati metamorfózis, mállás

Az óceánaljzati magmás kőzetek ásványos összetétele hidrotermális metamorfózis és mállás hatására bizonyos mértékig megváltozik, függően a hőmérséklettől, nyomástól és a kőzet/víz-arányától valamint a hidrotermális fluidumok pH értékétől (Alt 1995; Laverne et al. 2001). Néhány százalék H_2O-val gazdagodott kőzetben másodlagos fázisok, elsősorban hidratált ásványok, mint klorit, aktinolit, szmektit, szeladonit, zeolit, prehnit, pumpellyit vagy epidot keletkeznek. A kőzetek legjelentősebb átalakulása és H_2O-ban, K_2O-ban, valamint Ba, Li és B nyomelemekben való gazdagodása az óceáni kéreg felső 500 m-re korlátozódik, de néhány helyen meghaladhatja az 1000-1500 m-t, amint azt a DSDP/ODP fúrások mutatják (Bergeron 1989; Ishikawa & Nakamura 1992; Spivack & Staudigel 1994; Smith et al. 1995; Staudigel et al. 1996; Bach et al. 2001). Kísérletek, amelyek a fő- és nyomelemek tengervíz és óceáni litoszféra közti vándorlását vizsgálják, azt bizonyítják, hogy a B kis hőmérsékletű (< 150 C°) metamorfózis során elsősorban agyagásványokba épül be (Seyfried & Dibble 1980; Seyfried et al. 1984, You et al. 1995, 1996). Óceánaljzati bazaltok (Spivack & Edmont 1987; Bergeron 1989; Smith et al. 1995; Dostal et al. 1996) és szerpentinesedett peridotitok (Thompson & Melson 1970; Bonatti et al. 1984; Spivack & Edmont 1987) vizsgálata negatív korrelációt jelez a B-koncentrációja és az átalakulási hőmérséklet között. Alacsony hőmérsékleten átalakult, vagy mállott óceáni bazaltok B-koncentrációja 0,7 és 290 µg/g közt változik (Spivack & Edmont 1987; Bergeron 1989; Ishikawa & Nakamura 1992; Moran et al. 1992; Smith et al. 1995; Leeman 1996). A B agyagásványokba (szmektit, illit), szerpentinbe és kloritba épül be, adszorbeálódik. Kis hőmérsékleten szerpentinesedett peridotitok B-koncentrációja 50 és 110 µg/g között változik (Bonatti et al. 1984; Spivack & Edmont 1987). A metamorf hőmérséklet növekedésével (> 150 C°) a szerpentinitek B-koncentrációja csökken (Bonatti et al. 1984). Ezért magas hőmérsékletű szerpentinesedés esetén a kőzetek B-koncentrációja közepes, míg alacsony hőmérsékletű szerpentinesedésen átesett kőzetek B-tartalma nagy a földköpeny kőzetekhez képest.

Szubdukciós folyamatok: nagy nyomású metamorfózis, dehidratáció és olvadás

A szubdukálódó óceáni litoszféra lemez és a vele együtt alábukó üledékek, a mélybeli nagy nyomás és hőmérséklet hatására átalakulnak, elvesztik víztartalmukat (dehidratálódnak). E folyamat során a B mobilisan viselkedik, azaz dúsul a távozó vizes fluidumokban (**4.4. ábra**). Az óceáni kéregben lévő víz lehet pórus víz, molekuláris kristályvíz, vagy OH-tartalmú ásvány. A

víz nagy része a szubdukció kezdeti szakaszában, az akkréciós ék kompakciója során távozik. Iszapvulkánok vizsgálatai (Deyhle & Kopf 2001, 2002; Kopf & Deyhle 2002) és kísérletek (Johnson & Plank 1999) is bizonyítják, hogy jelentős mennyiségű B távozik az üledékekből és az átalakult óceáni kéregből már kis mélységben és hőmérsékleten (<200 C°). Bebout et al. (1999) metaüledékes és mafikus kőzetekben vizsgálták a B viselkedését nagy nyomású, progresszív metamorfózis közben és kimutatták, hogy a B-tartalom, a B/Be- és a B/Li-arány csökken, amint a metamorfózis foka növekszik lawsonit-albittól amfibolit fáciesig. A szerzők következtetései szerint a B legnagyobb mennyiségben a fluidumokkal a szubdukció kezdeti fázisában távozik az üledékekből és a metabazaltokból. Ezen folyamat egyik következménye, hogy a szubdukciós fronthoz közelebb elhelyezkedő magmás kőzetekben magasabb (30-40 µg/g) a B-tartalom, mint az ív mögötti medencében (10-15 µg/g, Morris et al. 1990; Ryan et al. 1996a,b).

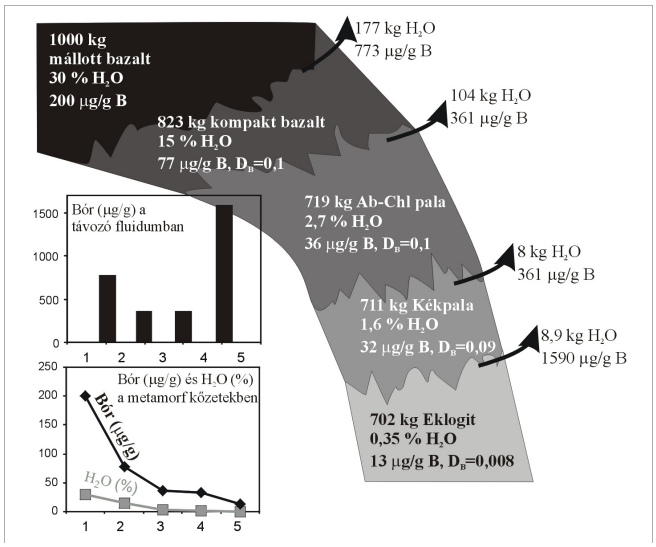


4.4. ábra: Az inkompatibilis és fluid-mobilis bór körforgalma lemezalábukási zónákban, dehidratációs folyamatok és olvadás közben.

Mivel a B elsősorban víztartalmú ásványokba, filloszilikátokba épül be, ezért a B mennyiségét mindenekelőtt ezen víztartalmú ásványok vízvesztés során történő átalakulása befolyásolja. Scambelluri et al. (2004) a természetes szerpentinitek és peridotitok B-koncentrációját vizsgálták, és a B csekély mértékű mobilitását tapasztalták, amint a szerpentinit dehidratációjával olivin-ortopiroxéntartalmú kőzet keletkezik a szubdukálódó lemezben. Számításaik alapján a szerpentinit/fluid megoszlási együttható $D_B^{WR/fluid}$=0,2 (WR=teljes kőzet). Tenthorey & Hermann (2004) kísérleteikben a könnyű elemek mobilitását vizsgálták szerpentinit felbomlása közben, ami hasonló értékeket adott bórra ($D_B^{WR/fluid}$=0,25). Ezek alapján elmondható, hogy a B mérsékelten mobilizálódik a szerpentinit dehidratációja közben, azaz a B szerpentinitekkel együtt a szubdukciós zónák nagyobb mélységeibe juthat. Zack et al. (2002) eklogitokat tanulmányoztak Trescolmenből (Középső Svájci Alpok) és azt tapasztalták, hogy a fehér csillám (muszkovit) és az omfacit az a két ásvány, ami a B-tartalmat befolyásolja. A nyomelemek mobilitása tehát nem csak a vizes közegben való oldhatóságuktól függ, hanem az adott szilárd fázisban való jelenlétüktől is. A szubdukciós zónákban alábukó kőzetlemez

nyomelem koncentrációjában a stabil ásványoknak van szerepe és az a teljes kőzet kémiai összetételtől, valamint a P-T változásától függ.

A metamorfózis fokának növekedésével a zöldpala fáciestől, a kékpala fáciesen keresztül, az eklogitokig a növekvő nyomás és hőmérséklet hatására a kőzetek H_2O-t, és más fluid-mobilis elemeket, mint például bórt veszítenek. A **4.5. ábra** egy szubdukciós zónában alábukó mállott bazalt illóvesztését mutatja a különböző metamorf fáciesekben (Marschall 2005). Az erősen mállott bazalt H_2O-tartalmának (30 %) felét, és B-koncentrációjának (200 μg/g) több mint felét veszíti el, mire metabazalttá (H_2O=15 %; B=77 μg/g) alakul. A kompaktabb zöldpala már csak 2,7 % H_2O-t, de még 36 μg/g B-t tartalmaz, de mire kékpala fáciesű lesz H_2O-tartalma újra a felére csökken (1,6%), viszont B-vesztesége kisebb mértékű (B=32 μg/g). Az alábukó lemez eklogitjaiban már csak 0,35 % a H_2O, míg a B-koncentráció 13 μg/g körüli. Az átalakult óceáni kéregből a dehidratáció kezdetétől az eklogit fáciesig távozó fluidumok B-tartalma 200-550 μg/g is lehet.

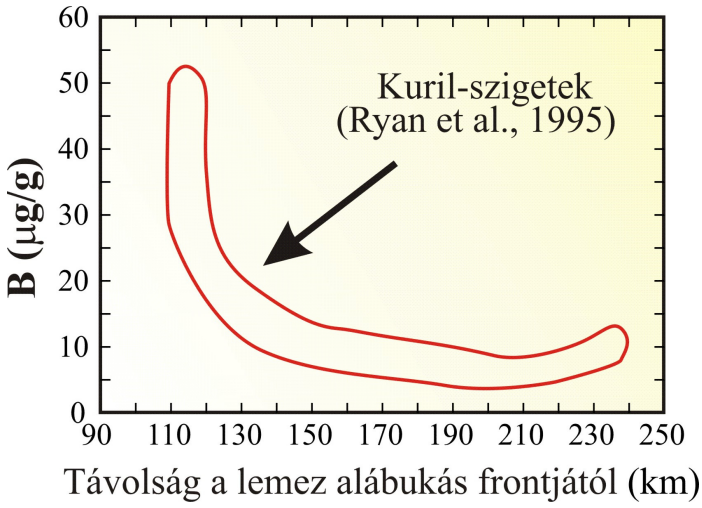


4.5. ábra: Alábukó mállott bazalt illóvesztése különböző metamorf fáciesekben (Marschall 2005 alapján).

A fluidumok által metaszomatizált földköpeny peridotit, olvadáspontja lecsökken és részlegesen megolvad (pl.: Hawkesworth et al. 1993, Davidson 1996, Davies & Stevenson 1992, Tatsumi & Kogiso 1997). A fluid-mobilis elemekben gazdagodott peridotit olvadása során az inkompatibilis elemek elsősorban a képződő magmába lépnek be. Ezzel a kettős gazdagodási folyamattal magyarázható, hogy a szubdukciós zónákat követő szigetív vulkanitok viszonylag nagy B-koncentrációt mutatnak (Brenan et al. 1998a,b; Peacock & Hervig 1999). Fontos megjegyezni, hogy a fenti folyamatokat nagymértékben befolyásolják a szubdukciós környezet fizikai paraméterei (szubdukciós szög, hőmérséklet, nyomás, kor stb.). A vulkáni ívek mentén észlelt geokémiai összetételbeli változékonyság tükrözi a magma forrásrégiójának heterogenitását, mint például az alábukó üledék minőségében és mennyiségében való eltéréseket, a szubdukció geometriájának változását és az alábukó lemez hőmérsékleti viszonyait. Azokon a helyeken, ahol a szubdukálódó üledék és a fluid beáramlás mennyisége nagyobb, a fluid-mobilis elemek mennyiségében növekedést lehet észlelni (Leeman et al. 1994). Az alábukó idősebb és kisebb kezdeti hőmérsékletű óceáni lemez gyorsabban, nagyobb alábukási szög alatt

szubdukálódik, így dehidratációjára nagyobb mélységben kerül sor. Ezzel a fluid-mobilis elemek, mint például a B, nagyobb hatékonysággal jutnak a vulkáni ív alatti forrásrégióba (Moran et al. 1992). Ezzel ellentétben a fiatalabb és magasabb kezdeti hőmérsékletű, sekélyebb szögben szubdukálódó óceáni lemezből hamarabb eltávoznak a fluid-mobilis nyomelemek, ezért mennyiségük a vulkáni ívek alatt kisebb lesz (Leeman et al. 1994).

Összefoglalva a B viszonylag mobilis vizes fluidumokban és szilikátos olvadékokban egyaránt. A B-koncentrációja a lemezalábukás mélységével, a metamorfózis fokának növekedésével csökken. A szubdukcióhoz kapcsolódó kőzetek B-koncentrációja az ívre merőleges szelvények mentén csökken az ív mögötti medence irányába (**4.6. ábra** pl.: Cascades – Leeman et al. 2004; Kamcsatka – Ishikawa et al. 2001; Kuril-szigetek – Ryan et al. 1995; Aeoli vulkáni ív – Tonarini et al. 2001). Az alábukó lemezen belül a legfontosabb B rezervoár az üledék, az átalakult óceáni kéreg (AOC) és a szerpentinesedett ultramafikus kőzetek. A szubdukálódó lemezen belül végbemenő átalakulási folyamatok ismeretében és a fluid-mobilis nyomelemek koncentrációjának mérésével durva becslést adhatunk a forrásrégió mélységére (Brenan et al. 1998b).



4.6. ábra: A bórkoncentráció csökkenése a szubdukciós fronttól távolodva a Kurill-szigetek vulkáni kőzeteiben (Ryan et al 1995).

5. VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

5.1. A bórkoncentráció mérésére alkalmazott mérési technikák

A **4. fejezetben** részletesen ismertettem a B viselkedését és koncentrációjának változását különböző kőzetekben, eltérő folyamatok hatására. A B-t kis mennyiségben tartalmazó kőzetekben (pl.: földköpeny, óceán középi hátság bazaltok) a B-koncentráció mérése bonyolult feladat, ezért ezekből a kőzetekből kevés koncentrációadat áll rendelkezésünkre. Kétféle mérési módszer különíthető el attól függően, hogy a minta egy adott pontján (*in situ* / ásványban, vagy annak zónáiban, fluid vagy olvadék zárványokban), vagy a teljes kőzetben (bulk, whole rock) mérjük az elemi összetételt. Kőzetek és ásványok *in situ* B-koncentráció és izotóparány mérésének egyik lehetséges módja a másodlagos ion tömegspektrometria (SIMS, Secondary Ion Mass Spectrometry), ahol pozitív másodlagos ionokat detektálnak, amelyeket negatív elsődleges ionsugárral – leggyakrabban $^{16}O^{-}$ ionokkal – távolítanak el (porlasztanak) a minta felületéről. A vizsgált csiszolatok felületének előkészítése, a lehetséges kontamináció miatt, körülményes feladat (Marschall &Ludwig 2004). A B-koncentráció és izotóparány *in situ* mérésére alkalmas másik technika a lézerablációs induktív csatolású plazma tömegspektrometria (LA-ICP-MS, Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). LA-ICP-MS technikával azonban a magas háttér értékek miatt a B nehezen mérhető (le Roux et al. 2004). A teljes kőzetek B-izotóp arányát leggyakrabban pozitív termikus ionizációs tömegspektrométerrel (P-TIMS, Positive Thermal Ionisation Mass Spectrometry) határozzák meg, amely módszerrel a B-koncentráció is mérhető (Tonarini et al. 1997). Teljes kőzetek B-izotóp aránya induktív csatolású tömegspektrométerrel (ICP-MS) is meghatározható, különösen a multikollektoros készülékekkel (MC-ICP-MS; Aggarwal et al. 2003). A szilikátos minták gyakran tartalmaznak savakban nehezen oldódó járulékos ásványokat (pl. cirkon, titanit, turmalin, allanit és opak ásványok), ami problémát jelent, mert a méréshez a mintát oldott állapotban kell a plazmába juttatni. A roncsolásos mintaelőkészítés közben, a savas feloldáskor, és a hidrogén-fluorid elpárologtatásához szükséges bepárláskor illó elemek (pl. Si, Cl, B stb.) és komplexek távozhatnak; ezen kívül oldhatatlan sók válhatnak ki. Bazaltos vulkáni kőzetek általában nem tartalmaznak oldhatatlan járulékos elegyrészeket, így ICP-MS vizsgálatuk egyszerűbb feladat.

A B-koncentráció mérésének bonyolultsága az egyik ok, amiért a bórgeokémiai vizsgálatok csak az utóbbi egy-két évtizedben, a műszeres analitika rohamos fejlődésével kezdtek elterjedni. A teljes kőzetek bórkoncentrációjának mérésére az egyik legalkalmasabb, hazánkban is alkalmazott módszer a prompt-gamma aktivációs analízis (PGAA), ami biztosítja a minták roncsolásmentes vizsgálatát és hazánkban is hozzáférhető nukleáris analitikai berendezés.

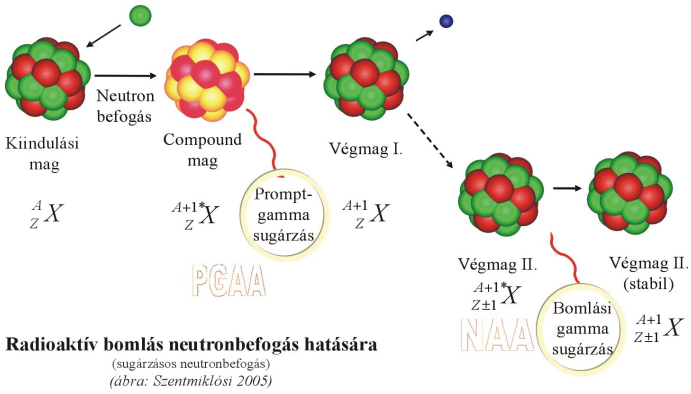
5.2. Prompt-gamma aktivációs analízis

A prompt-gamma aktivációs analízis (PGAA) viszonylag új neutronaktivációs elemanalitikai módszer, amely az elmúlt évtizedekben jelentős fejlődésen ment keresztül. Az 1960-as években építették az első kutatóreaktorokhoz kapcsolódó berendezéseket. Az első PGAA-méréseket az amerikai Cornell Egyetemen (Isenhour & Morrison 1966) végezték. Néhány év múlva megjelentek a félvezető detektorok, amelyek energiafelbontása jelentősen jobb volt, hatásfokuk azonban elmaradt az addig használt szcintillációs detektorokétól (Knoll 2000). A γ-spektrumban jelentkező háttér csökkentésére kifejlesztették a Compton-elnyomásos detektorrendszert, amely ettől kezdve alapvető részévé vált a PGAA-rendszereknek (Orphan & Rasmussen 1967). A következő jelentős előrelépés a neutronvezetők megjelenése volt. Az első neutronvezető mellé települt rendszerek a franciaországi Saclayban és Grenoble-ban épültek (itt már nagy fluxusú hidegneutron-nyalábot alkalmaztak; Henkelmann & Born 1973). A módszer szélesebb körű elterjedése azonban csak az 1980-as évekre tehető. Sokelemes, univerzális módszerként a ’90-es évek elejétől kezdett teret nyerni a neutronvezetők, a hidegneutron-források és nem utolsó sorban a nagy felbontású germánium félvezető (HPGe) detektorok elterjedésének köszönhetően. A módszer analitikai felhasználását a legutóbbi időkig nehezítette a spektroszkópiai adatok pontatlansága és bonyolultsága (pl.: hiányos adatkönyvtár, spektrális interferenciák, nagyszámú csúcs illesztési és szelektálási problémája). Az elmúlt évtizedben erőfeszítések történtek a szükséges adatkönyvtár létrehozására (Révay & Molnár 2003; IAEA 2004). A módszer elterjedtségét és elismertségét tovább növeli a 2004-ben megjelent PGAA kézikönyv (Molnár 2004). A világon ma kb. húsz prompt-gamma mérőhely üzemel. A legjelentősebbek Japánban (JAERI), az Egyesült Államokban (NIST; University of Texas at Austin), Dél-Koreában (KAERI), Indiában (BARC), Argentínában (BAC) illetve Németországban (FRM-II) vannak, míg Marokkóban (CNESTEN) és Brazíliában (CNEN) most épül egy-egy új berendezés. A hazai PGAA-laboratórium 1995 óta működik. A NIST-beli termikus- és hidegneutron-nyalábra épült PGAA-mérőhely (1987), valamint a Japánban, a JAERI-beli termikus- és hidegneutronos PGAA-rendszer (1993) számos hasznos tapasztalattal szolgált a PGAA-módszer hazai bevezetéséhez.

A prompt-γ neutronaktivációs analízis geológiai minták összes főelemének (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, H) és néhány nyomelemének kimutatására alkalmas. Különösen jól mérhetőek a nagy neutronbefogási hatáskeresztmetszetű elemek (pl.: B, Cl, H, Cd, Sm és Gd).

PGAA módszer alapja

A prompt-gamma neutronaktivációs analízis fizikai alapja azon prompt-γ fotonok detektálása, amelyeket az atommagok sugároznak ki miközben a neutronbefogásából eredő magasabb energiaállapotról egy alacsonyabb energiaszintre kerülnek (**5.1. ábra**). A minta kémiai összetételét a karakterisztikus prompt-γ fotonok spektrumából határozzuk meg. A kibocsátott fotonok energiája jellemző a kibocsátó elemre (izotópra), intenzitása pedig az adott elem (izotóp) tömegével (koncentrációjával) arányos. A neutronbefogás, a hélium négyes tömegszámú izotópját kivéve, minden nuklidon végbemegy, tehát a módszer elvben alkalmas valamennyi elem egyidejű meghatározására. Jól azonosíthatók a könnyű elemek, így a H, B, Cl, C, N, S; a környezeti szempontokból fontos nehézfémek (Cd, Hg), valamint a néhány ritkaföldfém (Sm, Gd, Eu). A mérés alatt sokkal kevesebb atommag alakul át, mint a hagyományos neutronaktivációs analízis (NAA, **5.3. fejezet**) esetében, így az izotópösszetétel gyakorlatilag változatlan marad (nincs kiégés) és a minta felaktiválódása is legtöbbször elhanyagolható mértékű. A teljes analitikai eljárás roncsolásmentes, így a PGAA alkalmas értékes minták (pl.: régészeti leletek) vizsgálatára is. A lejátszódó magreakció a minta fizikai és kémiai állapotától független, egyedül az atommag szerkezetétől függ. A prompt-γ módszer ezért az esetek többségében mátrixhatásoktól mentes. A neutronok és a keletkező γ-sugárzás vastagabb rétegeken is képesek áthatolni. Így a PGAA mérés – sok más műszeres elemanalitikai módszerrel ellentétben (PIXE, PAA, XRF) – térfogati átlagösszetételt szolgáltat.



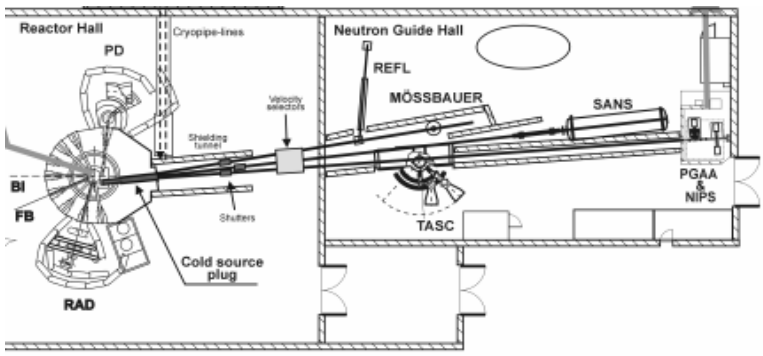
5.1. ábra: Radioaktív bomlási séma neutronbefogás hatására (Szentmiklósi 2005).

A kimutatási határok elemről elemre nagyságrendeket változnak és az NAA-val ill. az ICP-MS-el összevetve legtöbbször magasabbak. A mérés és kiértékelés gyorsasága szempontjából, az elemzés költségeit és a kiértékelés bonyolultságát figyelembe véve a PGAA hátrányban van több más elemanalitikai módszerrel szemben.

PGAA az MTA Izotópkutató Intézetben

Hazánkban a KFKI területén a Budapesti Neutron Központban (BNC http://www.bnc.hu/) az MTA Izotópkutató Intézet Nukleáris Kutatások Osztálya üzemeltet egy PGAA berendezést (http://www.iki.kfki.hu/facilities/pgaa_hu.shtml). A mérőhely a 10 MW-os kutatóreaktor 35 m

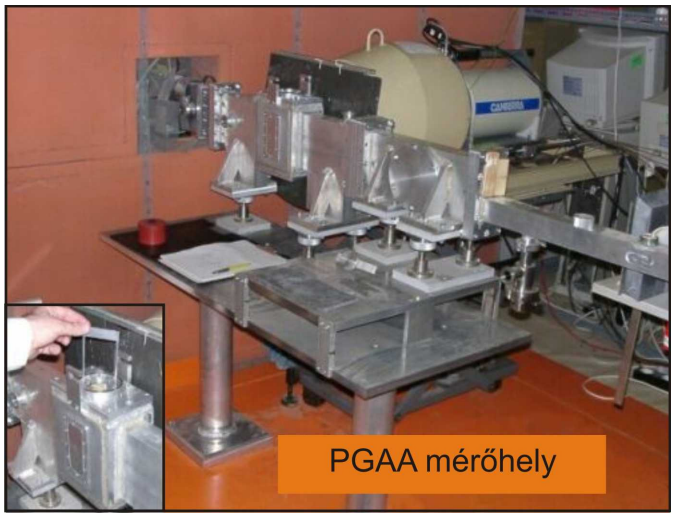
hosszú, tangenciális hidegneutron (20 K) nyalábjához kapcsolódik (**5.2. ábra**). A termikusneutron-fluxus (az időegység alatt egységnyi felületen áthaladó neutronok száma) a reaktor zónájában átlagosan 10^{14} $cm^{-2}s^{-1}$, a termikussal ekvivalens neutron fluxus a neutronvezető 2007-es, második átépítése óta, a mintapozícióban $1 \cdot 10^{8}$ $cm^{-2}s^{-1}$ (Révay & Belgya 2004; Szakmány & Kasztovszky 2004; Molnár, 2004). A reaktorban maghasadáskor keletkeznek gyors-, és kisebb energiájú termikus neutronok is. Utóbbiak már alkalmasak prompt-γ neutronaktivációs mérésekre, de alacsonyabb energiájú neutronokkal még hatékonyabb aktiválást lehet elérni. Mivel a neutronbefogási hatáskeresztmetszet fordítottan arányos a neutron sebességével a hidegneutronok (35K) nagyobb valószínűséggel keltenek (n,γ)-magreakciókat, mint a termikus neutronok (300K). A reakciógyakoriság növelése érdekében a reaktorból kilépő termikus neutronokat egy ún. hidegneutron-forrás segítségével hűtjük. A hidegneutron-forrás (HNF) egy 400 cm^3 térfogatú, 14K hőmérsékletű, cseppfolyós hidrogénnel töltött tartály, amely a reaktor aktív zónájából kicsatolt termikus neutronokat hűti alacsony hőmérsékletre (Rosta 2002).



5.2. ábra: A budapesti kutatóreaktor tangenciális neutron nyalábjai és a PGAA mérőhely helyzete a neutronvezető csarnokban.

A reaktortól a hideg neutronok egy NiF-bevonatú üveghasábokból álló, vákuumozott vízszintes neutronvezetőn jutnak el a neutronvezető csarnokban található PGAA berendezésig. A nyaláb végén a vezető görbítettsége és a reaktortól való nagy távolsága (35 m) miatt a zavaró gyorsneutron- és γ-háttérsugárzás mértéke csekély. Sugárvédelmi okokból a vezető teljes hosszában betonnal, valamint bórtartalmú parafinnal van körülvéve, így a mintatartótól 1 m-re még nyitott nyalábzár esetén sem mérhető 20 μSv/h-nál nagyobb dózisteljesítmény, amely sugárveszélyes munkát végzőknél az állandó ott-tartózkodáskor megengedett felső határ. A besugárzásra használt neutronnyaláb maximum 4 cm^2-es keresztmetszetű, ^6LiF kollimátorral tovább szűkíthető. A mérési idő a minta összetételétől és méretétől függ, kőzetminták esetén átlagosan másfél-két óra.

A PGAA mérések alapvetően nem igényelnek mintaelőkészítést (kőzetdarab, por, folyadék és illó minták egyaránt vizsgálhatók), de mivel a besugárzott térfogatot átlagos összetételét mérünk, ezért célszerű az inhomogén geológiai mintákat mérés előtt porítani és 105 C°-on minimum 6 órán keresztül szárító szekrényben kiszárítani. A mintákból elegendő 1-3 g-ot teflon (FEP) zacskóba csomagolni.



5.2. ábra: Az MTA IKI PGAA mérőhelye, a Ge-detektorral (HPGe), bizmut germanát szcintillátorral (BGO) és a mintatartó kamrával.

5.3. ábra: Nyolc darab bizmut-germanát (BGO) szcintillátor detektor, a Compton-szórást szenvedett fotonokat detektálják.

A γ-fotonok detektáláshoz egy bizmut-germanát (BGO) szcintillátorral kombinált nagy tisztaságú germánium félvezető- (HPGe) detektort használunk Compton-elnyomásos üzemmódban (**5.2. ábra**). A HPGe-detektort 8 db bizmut-germanát (BGO) detektorszegmens veszi körbe, amelyek a Compton-szórást szenvedett fotonokat detektálják és kiszűrik a spektrumból (**5.3. ábra**) Ez a mérési mód 1-2 nagyságrenddel leszorítja a spektrum alapvonalát, megkönnyítve a kis intenzitású csúcsok azonosítását. A spektrumgyűjtés Canberra S100 típusú sokcsatornás analizátorral történik 30 keV−11 MeV energia tartományban. A prompt-γ spektrum rendszerint többszáz, néha ezer csúcsot is tartalmaz, tehát rendkívül összetett. A gamma spektrum kiértékeléséhez az osztályon kifejlesztett Hypermet PC programot (Révay et al. 2001) használjuk, amely a kalibrálás, a korrekciók után automatikus csúcskeresést hajt végre, a csúcsokra Gauss-görbét illeszt, a kisenergiás oldalon exponenciális lecsengéssel, majd a körülöttük kijelölt tartományokra meghatározza a hátteret. Az automatikus illesztés után lehetőség van az egyes tartományok „kézi” újraillesztésére, akár az illesztési paraméterek változtatásával. Eredményes analízis lehetőleg 1-2%-os relatív pontosságot követel meg a csúcsterületek, és néhány tized keV pontosságot a csúcshelyek meghatározásában. Végül a kész csúcslista tartalmazza az illesztett csúcsok helyét mind csatorna-, mind energiaegységben, továbbá azok területét, illetve minden adat becsült hibáját. A csúcsterületeket korrigáljuk az abszolút hatásfokkal. A PGAA adatkönyvtár minden elemre vonatkozólag tartalmazza a 25 legintenzívebb csúcs energiáját. A program ezek után végighaladva a csúcslistán minden csúcshoz kikeresi a könyvtárból a hozzá energiában legközelebb eső γ-vonalat, megjelöli az esetleges szökési csúcsokat, illetve minden egyes azonosítás során kiszámol egy tömegértéket a csúcsterületek és az analitikai érzékenységek alapján. Az eredményt az Excel táblázatkezelő által beolvasható (.csv) formátumban kapjuk meg. Az összetétel kiszámítását egy Excel makró végzi

automatikusan (Révay 2009). Az összetétel kiszámítását Excel makró végzi autómatikusan, majd az eredmény egy Excel-táblázatban jelenik meg, amelyben lehetőség van a módosításra, vagyis az analitikus tapasztalat érvényre juttatására a kiértékelésben (Révay 2009).

A DOS-os alapú Hypermet PC-t készítő csoport (Fazekas et al. 1997) néhány tagja (dr. Östör József, dr. Simonits András) a programot tovább fejlesztették és létrehozták a WINDOWS-alapú HyperLab programot (*http://www.hlabsoft.com/index.php*). A HyperLab már sokkal könnyebben kezelhető és beépített adatbázissal rendelkezik, a kiértékelésre fordítandó idő pedig jelentős mértékben lecsökkent. A Nukleáris Kutatások Osztályán folyik a HyperLab program tesztelése prompt-gamma spektrumokon és folyamatban van az áttérés az új szoftverre.

A spektrum alapján az elemi koncentrációk kiszámítása azon egyszerű összefüggésből számítható, hogy a csúcsterület (A_E) egyenesen arányos a mért kémiai elem tömegével (m) és a mérési idővel (t) (Kasztovszky et. al., 1999):

$$m = \frac{1}{S} * \frac{A_E}{t}$$

$$A_E = m * S * t$$

ahol, az S az analitikai érzékenység egyenesen arányos a neutronfluxussal [$cm^{-2}\ s^{-1}$] és a detektor energiafüggő hatásfokával. Az abszolút tömegszámításnál problémát okozhat a fluxus kismértékű ingadozása a mérés során. Az analitikai érzékenység továbbá egyenesen arányos az atommagok neutronbefogási hatáskeresztmetszetével, az izotópgyakorisággal és az adott gamma átmenet egy neutronbefogásra eső hozamával is. Ez utóbbiak nukleáris konstansok, értékük néhány esetben pontatlan. Az alkalmazott ún. komparátoros módszernél (k_0-módszer), melyet az IKI-ben is használunk, saját standardizáló mérésekből határoztak meg egy rögzített komparátorelemre vonatkoztatott érzékenységet. Ezek az értékek már függetlenek a neutronfluxus pillanatnyi értékétől és csak a detektor hatásfokától, valamint a nukleáris állandóktól függnek.

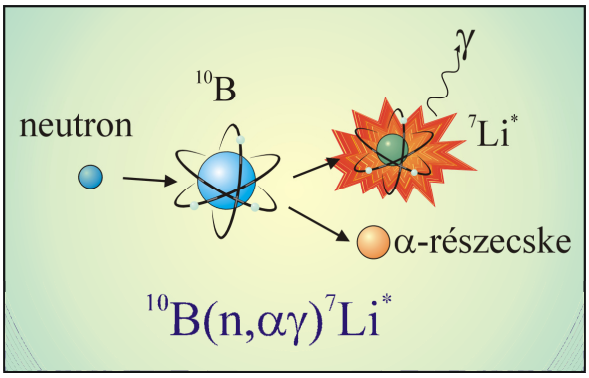
Azokat az átfedő csúcsokat, amelyek az analízis során nem bonthatók fel, nem vesszük figyelembe a további számításoknál. A koncentrációértékek mérési hibáját főként a csúcsok statisztikus hibája, valamint a detektorhatásfok hibája adja. A mért főelemek oxidos koncentrációját az elemek oxidációs száma alapján adjuk meg és az értékeket 100% összegre számítjuk. A teljes vastartalmat Fe_2O_3 formában tüntetjük fel. A PGAA mérések során a minta pontos H-koncentrációját tudjuk mérni, és ebből számítjuk a minta H_2O-tartalmát tömegszázalékban.

A PGAA-módszer legfőbb előnye a teljes kőzetek mérése során, hogy (1) minimális mintaelőkészítésre van szükség, ami csökkenti a minta elszennyezésének kockázatát és a B

illetve más illó elemek távozásának lehetőségét, valamint (2) a PGAA a főelemek mellett igen érzékeny a B, Cl, Gd és a H kimutatására is, amely elemek csak kevés más módszerrel és esetenként elég nehezen határozhatók meg. A budapesti PGAA berendezés pontosságának, reprodukálhatóságának, megbízhatóságának, azaz a precizitásának mértékét nemzetközi geológiai standardokon és korábban ICP-AES, ICP-MS, XRF és TIMS módszerekkel már mért minták PGAA-val való újramérésével is vizsgáltuk (Marchsall et al. 2005; Gméling et al. 2005; Gméling et al. 2007a,b). Gméling et al. (2005) cikkükben a geológiai referencia mintákon végzett PGAA mérések eredményeit és az irodalomban közölt standard adatokkal való jó egyezésüket részletesen közölték.

Prompt-gamma neutronaktivációs analízis alkalmazása bór kimutatására kőzetmintákban

Az egyes elemekre vonatkozó érzékenységet elsősorban a neutronbefogási hatáskeresztmetszet (σ: az egységnyi neutronfluxus hatására egy atommagra eső magreakciók száma) szabja meg, mely a ^{10}B esetében igen magas (3835 barn, 1 barn=$10^{-28}m^2$). A bór nagy neutronbefogási hatáskeresztmetszete révén az egyik legjobban mérhető elem a PGAA-val. A bór elemzésére használt jel nem egy egyszerű (n,γ)-, hanem egy ún. (n,αγ)-reakcióból ered (**5.4. ábra**). A neutronbesugárzáskor a ^{10}B izotóp befogja a neutront, és ezáltal a magasabb energiaállapotú ^{11}B-nuklid keletkezik. A ^{11}B gyorsan az alacsonyabb energiájú gerjesztett $^{7}Li^{*}$ nukliddá bomlik α-sugárzás kíséretében. A $^{7}Li^{*}$ ezek után tovább bomlik az alapállapotba, 477,6 keV-os γ-sugárzás kibocsátása közben. A neutron és az atommag kölcsönhatása során létrejövő magreakciókat röviden úgy jelölik, hogy a belépő és a kilépő részecskéket vesszővel elválasztva zárójelbe írják. A zárójel előtt és mögött feltüntetik a kiindulási és végpontokat (a * a nuklid gerjesztett állapotára utal):



5.4. ábra: Az (n,αγ)-reakció a ^{10}B neutronbefogását követően.

$$^{10}B\ (n,\alpha\ \gamma)\ ^{7}Li^{*} \qquad E_{\gamma}=478keV$$

A neutronbefogást követően az α-részecske és a ^{7}Li – a befogott lassú neutronhoz képest véletlenszerűen, – de egymással ellentétes irányba lép ki. A γ-foton energiáját az azt kibocsátó $^{7}Li^{*}$ nagy sebessége jól mérhetően megváltoztatja, végső soron a csúcs kiszélesedését eredményezve a spektrumban (Doppler-effektus). A B-csúcs szélessége – eltérően a többi prompt-γ csúcstól mintegy 20 keV (a 469-es keV-tól a 489-es keV-ig terjed). E széles energiatartományban több elem (elvileg összesen 11: Na, Si, P, Cl, Mn, Co, Ni, Sr, Cd, Sm és

Hg) γ-csúcsa is átfedhet (interferálhat) a B-csúccsal. Geológiai mintákban jelentősebb interferenciát okozó csúcs a Na (472 keV-os vonala), amit a $^{23}Na(n,\gamma)^{24}Na$ – reakció okoz (Curtis et al. 1980). Ilyenkor az analízis fontos lépése a B-csúcs és az átfedő csúcsok járulékának elkülönítése. Különböző módszereket dolgoztak ki, a B-csúcs illesztésére, így a csúcsösszegzés és a referencia csúcs módszer, valamint később a szemi-empirikus függvények alkalmazása. A csúcsösszegzés módszerét alkalmazva a B-csúcs teljes tartományának beütéseit összeadjuk a lineáris háttér levonása után. Az összegzés során a B és az interferáló elemek csúcsainak egyesített területét határozzuk meg, majd utóbbiak járulékát korrekcióba vesszük más csúcsaik alapján (Anderson et al. 1990; Hyun-Je Cho et al. 2005; Paul 2005). Az átlapoló vonal és a B analitikai érzékenységeinek hányadosából egy ekvivalens tömeg számítható, amelyet levonunk a B tömegéből. Curtis et al. (1980) a B-csúcs Doppler-effektus által kiszélesített csúcsának, csak a lapos, interferenciamentes részét használják fel értékelésre, azaz a fél-csúcs területét kétszeresen számítják. Ez azonban hibás eredményt adhat, mivel a B-csúcs nem tökéletesen szimmetrikus. Hofmeyr módszere is szimmetrikusnak tételezi fel a bórcsúcsot, és annak két felére külön-külön csúcsösszegzést végez, és a két részösszeg különbségéből fejezi ki a Na csúcs járulékát (Hofmeyr 1988). Az interferencia mértékére ritkábban más módszerekkel kapott adatokból (pl. NAA) is következtethetünk (Anderson et al. 1990). Jobb eredményt kapunk, ha a teljes csúcsot integráljuk és a kiszélesedett B-csúcsra szuperponálódott csúcsokat ezen elemek más csúcsai alapján vesszük figyelembe. Méréseink során ez utóbbi módszert alkalmaztuk (Szentmiklósi et al. 2007). A félempirikus függvények módszerét alkalmazva Magara & Yonezawa (1998) egy közelítő képletet javasolt a B-csúcs alakjának leírására, amelyet mások is átvettek (Baechler et al. 2002; Byun et al. 2004; Yonezawa et al. 1999).

A kimutatási határ elvben a mérési idővel arányosan csökkenthető, viszont a mérési idő növelésével a spektrum alapvonala is emelkedik, így a kis csúcsok kimutatása nem javítható a végtelenségig.

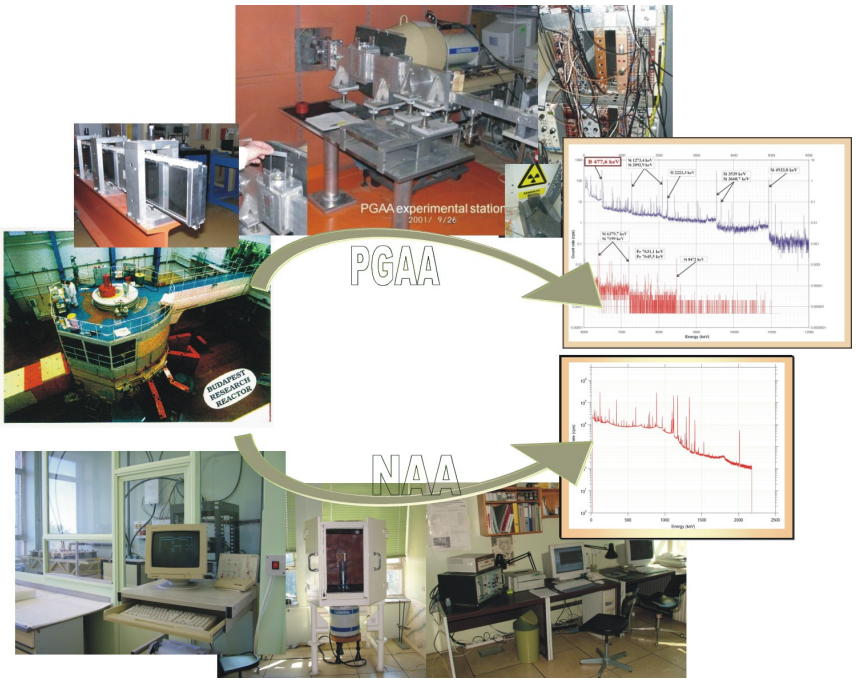
5.3. Neutronaktivációs analízis

A neutronaktivációs analízis (NAA, vagy műszeres neutronaktivációs analízis - INAA) a neutronos elemanalitikai módszerek közül a legismertebb, leggyakrabban és legrégebben alkalmazott sokelemes nukleáris analitikai eljárás. 1936-ban Hevesy György és Hilde Levi ismerte fel a neutronaktivációs analízisben rejlő lehetőségeket, amikor felfedezték, hogy a mintákban lévő egyes nyomelemek radioaktívvá válnak neutronokkal történt besugárzást követően. A neutronaktivációs analízisek alapja a leggyakoribb nukleáris reakció, a sugárzásos neutronbefogás, vagy más néven (n,γ)-reakció (**5.1. ábra**). A neutron, mint semleges részecske, akadálytalanul áthalad az atom elektronfelhőjén, az atommaggal viszonylag könnyen kölcsönhatásba lép, amely a befogódás során gerjesztett állapotba kerül, és összetett magot alkot. Ekkor energiaállapota megfelel a neutron és a befogó mag közötti kötési energiának (átlagosan 8 MeV). Az összetett mag általában 10^{-9}-10^{-12} s alatt eléri alapállapotát, miközben egy, vagy több azonnali gamma-fotont (prompt-gamma foton) bocsát ki (a γ-fotonok energiája a 11 MeV-ot is elérheti; kibocsátásának jellemző ideje 10^{-16} – 10^{-14} s). A prompt-gamma fotonokat detektáljuk a prompt-gamma aktivációs analízis során (**5.2. fejezet**). A legtöbb esetben a neutronbefogást követően egy radioaktív mag képződik, amely tovább bomlik, úgynevezett késő-gamma fotonok kibocsátásával, amelyek a hagyományos neutronaktivációs analízis (NAA) szempontjából fontosak (**5.1. ábra**). A lejátszódó magreakciók száma arányos a neutronokkal ütköző magok számával, a neutronbefogási hatáskeresztmetszettel, a neutronnyaláb fluxusával és a besugárzás idejével. Az NAA érzékenysége függ a besugárzás paramétereitől (neutronfluxus, besugárzási és hűtési idő), a mérési körülményektől (mérési idő, detektor hatásfok) és a mért elem nukleáris paramétereitől (izotópgyakoriság, neutronbefogási hatáskeresztmetszet, felezési idő és gamma-hozam). Általában az adott érték 1-10%-a között változik egyes neutronaktivációs berendezések pontossága.

A következő bekezdésben összehasonlítom a PGAA és az NAA módszereket, így áttekinthetjük a két neutronaktivációs technika előnyeit és hátrányait, valamint egymást kiegészítő voltát.

A PGAA és NAA módszerek összehasonlítása

A PGAA-val ellentétben a hagyományos neutronaktivációs analízis során a minták besugárzása a reaktor aktív zónájában, nem pedig a reaktorból kivezetett neutronnyalábban történik (**5.5. ábra**). A reaktorban a mintát ért neutronok fluxusa több nagyságrenddel nagyobb (~$4\cdot10^{14}$ $cm^{-1}s^{-1}$), mint a PGAA esetén, így NAA során a mintákban az atommag-átalakulások



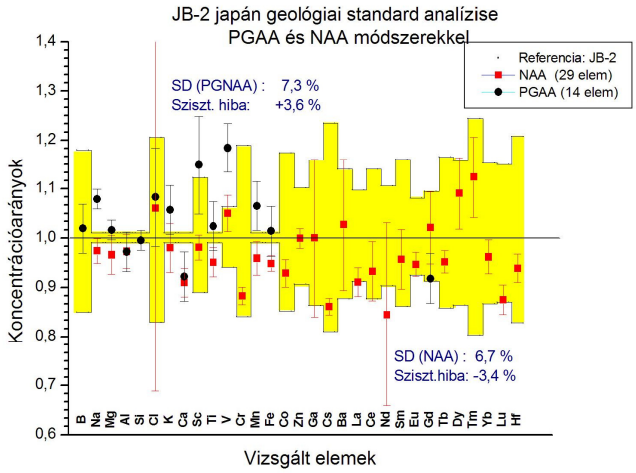
5.5. ábra: A PGAA és az NAA mérések menete a reaktortól a spektrumokig. PGAA esetén a neutron besugárzás a reaktoron kívül, a γ-fotonok detektálásával egy időben történik és egy bonyolult, több száz csúcsból álló spektrumot kapunk. NAA esetén a besugárzás a reaktor aktív zónájában megy végbe. A γ -fotonok detektálása a besugárzást követően kishátterű kamrában zajlik. A felvett spektrum néhány tíz csúcsból áll.

száma számottevő lehet, és a hosszú felezési idejű nuklidok miatt ugyanaz a minta csak nagyon hosszú pihentetési idő után mérhető újra. A γ-sugárzás detektálása az NAA esetén a besugárzást néhány perccel, nappal, vagy héttel követi, míg PGAA esetén a besugárzással egy időben történik (**5.5. ábra**). A PGAA előnye az NAA-val szemben, hogy az összes főösszetevő meghatározható (NAA-val Si-ot nem tudunk mérni), és még néhány nyomelem is, amelyek mérése NAA-val nem lehetséges, vagy pontatlan, így a B, H, Cl. PGAA esetén a geológiai mintákra a teljes analitikai eljárás rövidebb, a mintacsomagolással, méréssel és kiértékeléssel együtt legtöbbször 3-4 óra. Ezzel szemben az NAA teljes analitikai eljárása 3-4 hetet is igénybe vehet és a mérési körülmények miatt mintaelőkésztésre is szükség van. Azonban NAA vizsgálatok során már mg-os mintamennyiségből kétszer több elem meghatározható, mint PGAA-val. Az NAA nagy előnye, hogy vele az összes RFF nagy pontossággal mérhető. Mindkét módszer hátránya, hogy költségesek a szükséges kiegészítő berendezések, így például a neutronforrás és a gamma spektrométer, valamint a munka során sugárvédelmi szempontokat is figyelembe kell venni.

A két módszer kiegészíti egymást, de vannak olyan elemek, amelyek mindkét módszerrel meghatározhatók. Így a PGAA eredmények ellenőrzése és kiegészítése céljából a dolgozatban szereplő minták egy részén (40 minta) NAA méréseket is végeztünk Varsóban, és Budapesten két helyen (BME Tanreaktor, Budapesti Kutatóreaktor BNC). A legtöbb minta neutronaktivációs analízisét az MTA Atomenergia Kutatóintézetében végeztem dr. Simonits András és dr. Szőke Török Réka segítségével. Méréseim kiértékelése során a k_0-módszert alkalmaztam. A gamma-spektrumot egy veszteség nélküli számlálóval (Loss Free Counting, LFC) ellátott HPGe-detektorral vettük fel. A spektrumokat a Hyperlab 2002 programmal illesztettük (Simonits et al.,

2003). Az elemi koncentrációt a KAYZERO/SOLCOI programmal számítottuk, és az interferenciákat manuálisan korrigáltuk. A tipikus pontosság és precizítás ± 1% és ± 5% közt változott, az adott elemtől és annak abszolút koncentrációjától, valamint a minta mátrixától függően. A Varsóban és a BME-n végzett NAA mérések során standardot is besugároztak és a mennyiségi analízishez a komparátor módszert használták; a gamma spektrumok kiértékelését a SAMPOO programmal végezték.

A két nukleáris analitikai technika mérési eredményei hibahatárokon belül jó egyezést mutatnak. Egy japán geológiai standardot (JB-2 bazalt) mindkét módszerrel megmértünk. A közös mérési eredményeket a standard adatokhoz arányítva (a mérések hibáját is megadva) diagrammon ábrázoltuk (**5.6. ábra**). A PGAA és az NAA mérési eredmények zöme hibahatáron belüli egyezést mutat a standardra megadott adatokkal. A PGAA-val kevesebb elem koncentrációja mérhető kvantitatív módon, mint NAA-val, talán ebből is ered, hogy a PGAA eredmények standardhoz viszonyított szórása nagyobb, mint az NAA eredmények esetén. A PGAA értékek vizsgálatakor 3,6 %-os szisztematikus felülmérést tapasztalunk, míg NAA esetén 3,4 %-os alulmérést. Érdekes módon a PGAA és az NAA Ca-koncentráció értékei közel azonosak, mégsem egyeznek hibahatáron (2σ) belül a standard adatokkal.



5.6. ábra: A JB-2-es japán geológiai standardon végzett NAA és PGAA mérési eredmények összehasonlítása. A sárga mező a standard adatok mérési hibája, a vörös az NAA, a fekete a PGAA standard adatokhoz viszonyított értéke hibabárokkal együtt.

5.4. Egyéb felhasznált analitikai módszerek

A prompt-gamma aktivációs analízissel vizsgált kőzetminták egy részét a térségben dolgozó kutatók már korábban, más módszerekkel megmérték, és nagyrészt publikálták is. Az általuk közölt adatokat a különböző mérési módszerek és a PGAA mérések összehasonlítása, és az általam kapott eredmények kiegészítése céljából dolgozatomban felhasználtam (Gméling et al. 2005, 2007a,b).

A kelet-kárpáti vulkáni területről, a Kelemen-, Görgényi-havasokból és a Hargitából származó mintákat dr. Paul R.D. Mason bocsátotta rendelkezésemre. Ugyanazon porításból származó mintákat mértük PGAA-val, amelyeken korábban Mason et al. (1995, 1996) a főösszetevőket és a nyomelem tartalmat XRF (röntgen fluoreszcens) módszerrel mérték, míg a kőzetek Sr- és Pb-izotóparányait TIMS (termál ionizációs tömegspektrometria) módszerrel határozták meg. Részletes leírást a mérési módszerekről és a mérés körülményeiről Mason et al. (1996) cikkében olvashatunk. A nyugat-kárpáti vulkáni területről származó kőzetek egy része saját gyűjtés, másik felét dr. Harangi Szabolcs biztosította PGAA mérésekre, de Pető Mária diploma dolgozatához kapcsolódóan (Pető 2005) is mértünk számos mintát a közép-szlovákiai vulkáni területről. dr. Harangi Szabolcstól származó pormintákat korábban XRF, ICP-AES és TIMS módszerekkel mérték a Royal Holloway University of London egyetemen. Ez utóbbi mérések menetéről és körülményiről Harangi et al. (2001) cikkében részletesen beszámol. Pető Mária diplomadolgozatához a California Instititute of Technology-n (CALTEC) végzett oxigén izotóp méréseket (Pető 2005). A Tokaji-hegységből származó mintákat dr. Pécskay Zoltántól kaptam PGAA vizsgálatra. dr. Pécskay Zoltán a minták korát korábban az MTA Atommagkutató Intézetben (MTA ATOMKI) K/Ar módszerrel határozta meg, és munkatársaival együtt a kronológiai információkat és a mérés menetét, valamint a berendezések leírását a következő cikkekben közölte: Széky-Fux et al. 1987; Pécskay et al. 1987, 1986; Balogh et al. 1986. A radiogén argon mennyiségét tömegspektrométerrel mérték, a káliumtartalmat pedig digitális lángfotométerrel. Li belső standardot alkalmaztak, és Na puffert használtak a minták feloldásához (Balogh 1985).

A saját gyűjtésű minták összetételét kezdetben csak PGAA módszerrel tudtam vizsgálni. Így a minták B-koncentrációján kívül nyomelemek közül a Cl-, Nd-, Sm-, és Gd-koncentrációkat tudtam meghatározni. A bór geokémiai vizsgálatok során azonban nélkülözhetetlen az olyan B-hoz hasonló, inkompatibilis, de nem fluid-mobilis elemekhez való arányítás, mint a Ba, La, Ce, Nb, vagy Zr. Ezért néhány mintát az MTA Izotópkutató Intézetben (MTA IKI) működtetett kettős fókuszálású, ELEMENT2 típusú ICP-MS berendezéssel is megmértem dr. Varga Zsolt (Gméling et al. 2007c) és dr. Stefánka Zsolt segítségével. A készülék optimalizálása Li, In és U elemeket 1 ng/g koncentrációban tartalmazó híg savas (1 w/w% HNO_3) standardoldattal történt. A mérésekhez Scott-típusú, szobahőmérsékleten működő ködkamrát és Meinhardt-típusú koncentrikus porlasztót használtunk. A műszert ún. kis felbontású üzemmódban használtuk (R=300), a mérés érzékenysége U esetén standard oldattal mérve megközelítőleg $1{,}5\cdot10^6$ cps/(µg/g) volt. A mennyiségi meghatározáshoz külső kalibrációt alkalmaztunk. A minták feloldását MARS5 (CEMCorp. USA) mikrohullámú roncsolóval végeztük. A használt

vegyszerek analitikai tisztaságúak voltak, hígítást nagy tisztaságú vízzel végeztük. A mintaelőkészítés során 100 mg mintát oldottunk fel nagy nyomáson PTFE bombákban, 8 ml HNO_3, 4 ml HF, és 1 ml HCl savkeverékben, EPA 3052 mikrohullámú feloldási módszerrel. A mintákat PFA edényekbe mértük át, majd 3 ml HNO_3 és 1 ml HCl hozzáadása után majdnem teljesen bepároltuk a maradék HF eltávolítása céljából. A méréshez használt mintákat ebből a törzsoldatból készítettük tömeg szerinti hígítással. Az ICP-MS módszer geokémiai felhasználása már széles körben elterjedt, de az MTA IKI-ben működő berendezés legfőbb felhasználásai nem geológiai tárgyúak. Mi első ízben mértünk oldatba vitt geológiai mintákat. A minták feloldása irodalmi adatok (Diegor et al. 2001) és a vegyész kollégák tapasztalati alapján történt. Megfelelő standardok hiányában fő célunk nem a panoráma analízis volt, hanem néhány bórgeokémiai következtetésekhez elengedhetetlen, PGAA-val nem mérhető elem (pl. La, Ce, Zr, Nb) meghatározása.

Mára az ICP-MS technika geoanalitikai alkalmazása általánosan elterjedt. Magyarországon több laboratórium is rendelkezik ICP-MS készülékkel, mégis kevés az olyan laboratórium, ahonnan referenciával rendelkező geokémiai adatok származnának. Ehhez vegyész, fizikus és geológus kollégák együttműködésére van szükség. Az MTA IKI és az MTA Geokémiai Kutatóintézet (MTA GKKI) együttműködésének (Geoanalitikai Kutatócsoport) keretein belül, az ICP-MS és az LA-ICP-MS technikák geokémiai alkalmazásait dolgoztuk ki. A lézeres feltéttel ellátott berendezés (LA-ICP-MS) segítségével 10 µm-es átmérőjű területek összetételének vizsgálatára is lehetőségünk nyílik. Az MTA GKKI-ből dr. Dobosi Gábor igen jelentős tapasztalattal rendelkezik geológiai minták LA-ICP-MS vizsgálatával kapcsolatban. Külföldi tanulmányútjai és együttműködései során neves LA-ICP-MS laboratóriumokban volt alkalma együtt dolgozni a terület nemzetközileg is elismert szakembereivel. Segítségével állítottuk be az LA-ICP-MS berendezést a geológiai minták mérését megelőzően, és a mérések kiértékelését is tőle sajátítottuk el. Geológiai standardokat és kiértékelő programokat szereztünk be, valamint elkészíttettünk egy új mintatartót a geológiai minták egyszerűbb méréséhez. Sikerrel reprodukáltuk néhány nemzetközi kőzetstandard, illetve korábban már elemzett ásvány összetételét (Stefánka et al. 2008).

Az ICP-MS eljárással a minták nyomelem összetétele viszonylag gyorsan, kis kimutatási határok mellett és nagy pontossággal mérhető. A kőzetek mintaelőkészítése azonban hosszadalmas, költséges, és a tökéletes mintafeloldás nem mindig garantált. Az LA-ICP-MS mérésekhez nem kell a mintát feloldani, ellenben csak a lézersugár átmérőjének megfelelő mintamennyiségről kapunk összetételbeli információt a mintáról. Ahhoz, hogy teljes kőzetek nyomelem összetételét LA-ICP-MS módszerrel mérjük, kidolgoztunk egy gyors és egyszerű

mintaelőkészítési eljárást. A púder finomságúra porított kőzetmintákat nagy tisztaságú viasszal 10:1 arányban összekevertük és a porkeverékből kis (6 mm átmérőjű, 2-3 mm magas) korongokat préseltünk. A kőzetek LA-ICP-MS mérését dr. Stefánka Zsolt, dr. Dobosi Gábor és Katona Róbert segítségével végeztem. Standardként a NIST-612-es üveget használtuk, míg belső standardként a Ca PGAA-val és XRF-fel mért mennyiségét vettük alapul. 60 μm-es átmérőjű 70%-os energiájú lézersugarat alkalmaztunk. A vivőgáz argon volt. A teljeskőzet korongokon lézerrel három barázdát húzva mértük az átlag összetételt, a lézersugár pásztázási sebessége a mintán 5 μm/sec. A mérések hossza 150 másodperc volt, amiből a háttér mérés 50 másodpercet tett ki a lézer indítása előtt. Az egy mintán, három mérésből származó eredményeket átlagoltuk. Ennek a módszernek az előnye, hogy a mintaelőkészítési eljárás olcsóbb és egyszerűbb, viszont hátránya, hogy a mérési eredmények kevésbé pontosak. Ezt a mérési módszert alkalmaztuk a mátrai minták és a tokaji-hegységi minták egy részén teljes kőzetek nyomelem meghatározására.

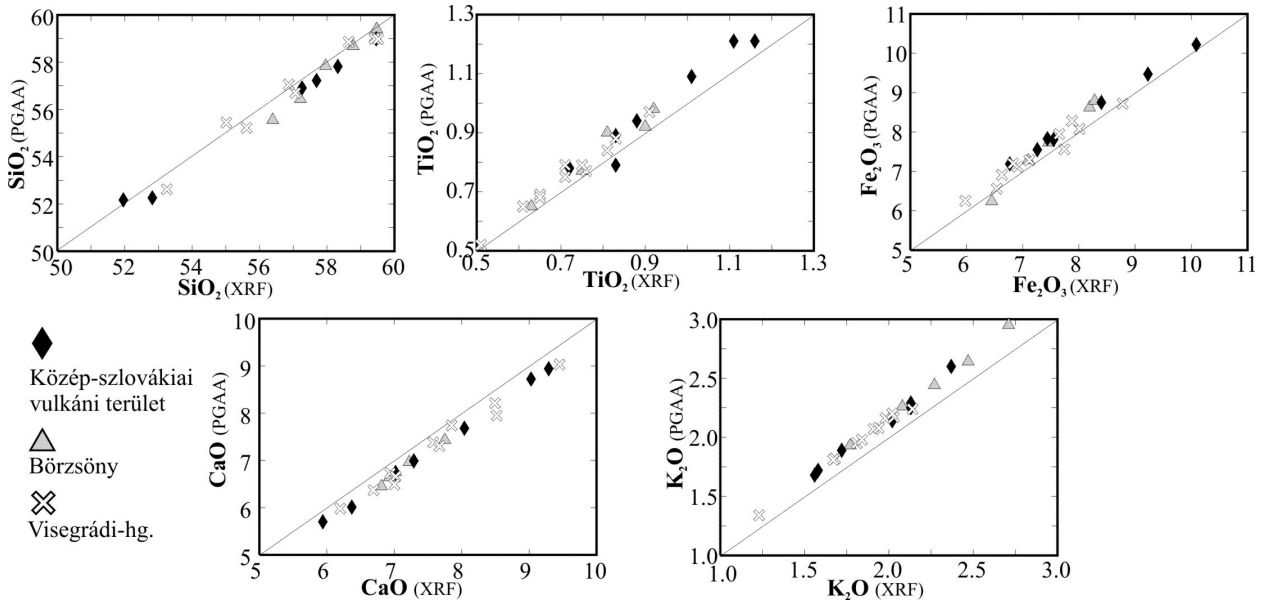
A Balaton-felvidéki vulkáni területeiről származó minták nagy részét dr. Németh Károly és dr. Ulrike Martin gyűjtötte, akik a fizikai vulkanológiai vizsgálatok mellett a kőzetek részletes mikroszkópos leírását is elvégezték (Német et al. 2003; Németh & Martin 2007; Martin & Németh 2007). A Balaton-felvidéki vulkáni területeiről származó alsó kéreg xenolitokat (Sabar, Mindszentkálla) dr. Dobosi Gábor bocsátotta rendelkezésemre. Ezen minták Sr- és Nd-izotóp arányait egy VG 354 multikollektoros tömegspektrométerrel mérték a Royal Holloway University of London egyetemen. Az Pb-, Hf- és O-izotóparányokat a NERC Izotóp Geokémiai Laboratóriumban (NIGL) határozták meg (Kempton & McGill 2002; Kempton et al. 2001). Az $^{18}O/^{16}O$-arányokat hagyományos fluorinációs technikával mérték (Kempton & Hunter 1997).

A Kárpát-Pannon térségen kívüli minták egy részének nyomelem koncentrációját INAA módszerrel a Massachusetts-i egyetem Lowell Radiation Laboratóriumában határozták meg (Gméling et al. 2007c). Ennek a módszernek és kísérleti feltételeknek a leírása megtalálható Eby (1984) cikkében. A mintákat 6 órán keresztül sugározták be (a neutron fluxus $4 \cdot 10^{12}$ $cm^{-2}s^{-1}$ volt). Ebben a laboratóriumban a standard módszert alkalmazzák, referenciaként nemzetközi kőzet és ásvány standardokat használtak. A γ-fotonok detektálásához GeLi detektort használtak duál üzemmódban. A pontosság és megbízhatóság ±2% és ±10% között változott, ami függ az analizált elemtől, a minta mátrixtól és az adott elem abszolút koncentrációjától.

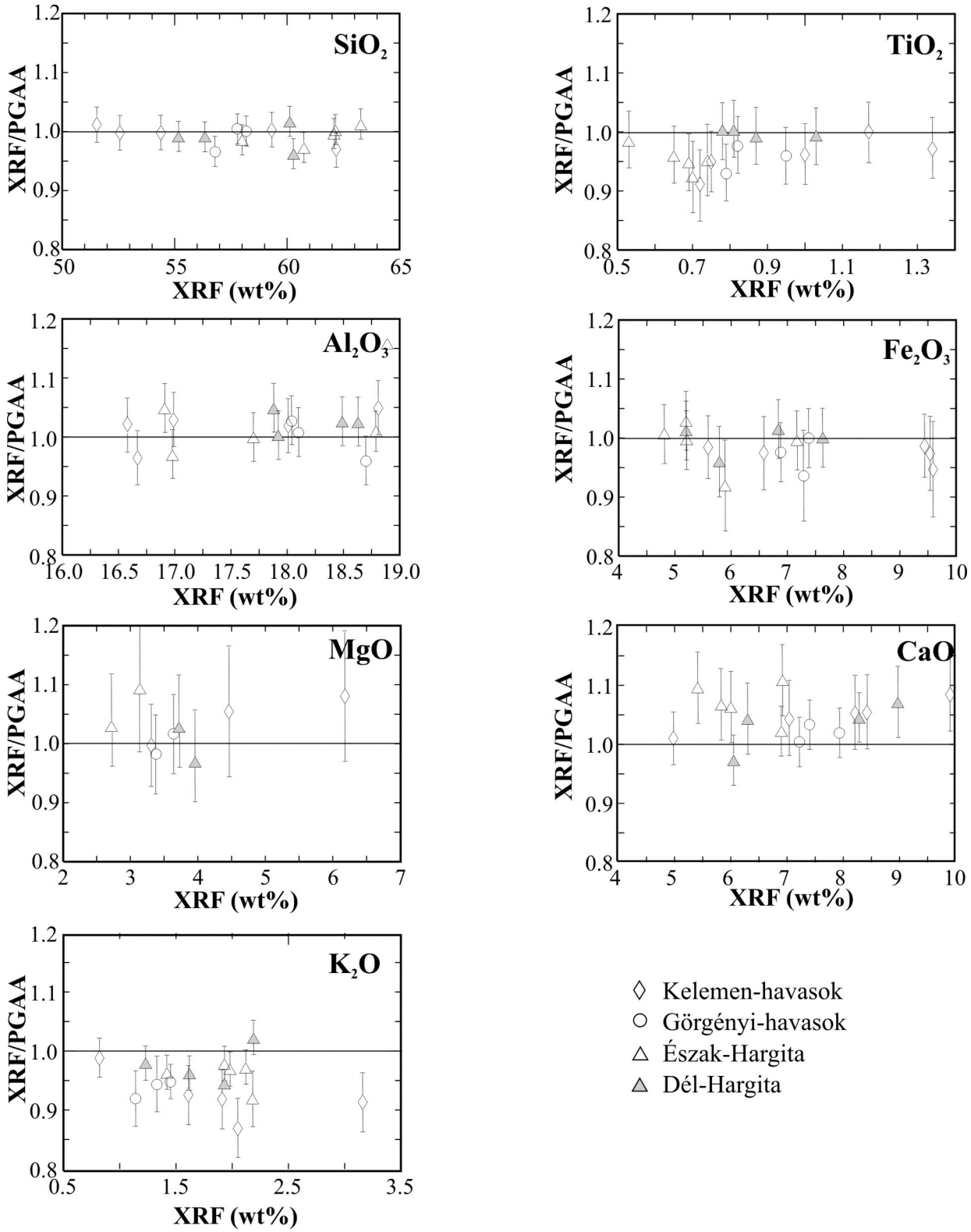
6. VIZSGÁLATI EREDMÉNYEK

A következő három alfejezetben a dolgozathoz kapcsolódó kutatás keretében vizsgált mészalkáli vulkáni kőzetek fő-, nyomelem és bór geokémiai adatait ismertetem, de a többi vizsgált Si-gazdag mészalkáli, valamint alkáli bázisos kőzet, és ez utóbbiakból származó xenolitok geokémiai adatait is röviden összefoglalom. A mérési eredmények az **I. táblázat**ban találhatók, amely tartalmazza a minták eredetét, a mérések típusát és a korábbi analitikai eredményeket közlő publikációk hivatkozásait.

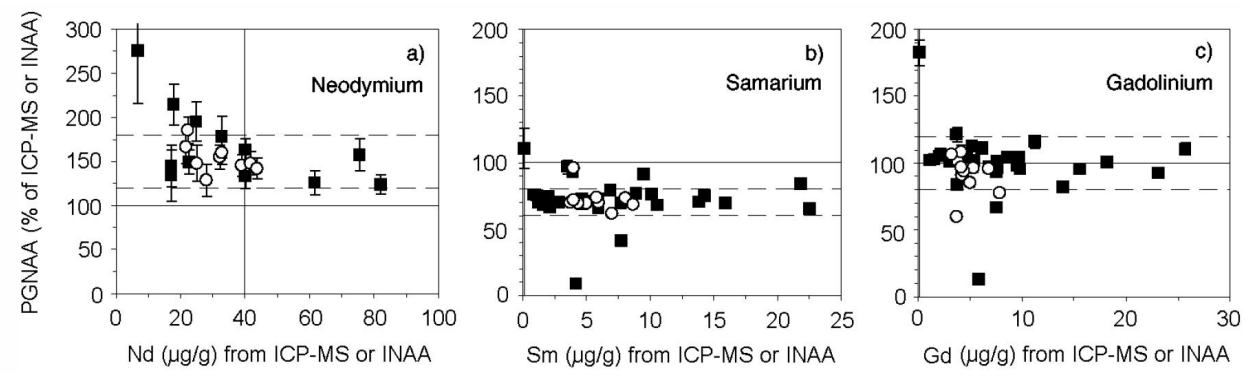
A vizsgált kőzetek nagy részét (mint ahogy azt a **3. fejezetben** részletesen bemutattam) más kutatók is tanulmányozták, fő- és nyomelemösszetétel adataik geokémiai leírását nemzetközi folyóiratokban publikálták (pl. Harangi et al. 1995, 2001, 2007; Seghedi et al. 2004a,b; Pécskay et al. 1995a,b, 2006; Mason 1995; Mason et al. 1996; Vinkler et al. 2007; Gméling et al. 2007a,b,c; Embey-Isztin et al. 2003; Dobosi et al. 2003). Az ebben a fejezetben bemutatott eredmények a korábban elemzett kézipéldányokkal azonos porításból származó minták saját elemzési (PGAA, NAA és LA-ICP-MS) adatai, kiegészítve a korábbi eredményeket H_2O, B, Cl és néhány esetben, Sc, V, Nd, Sm és Gd adatokkal; valamint a saját gyűjtésű minták új mérési eredményei. A mátrai bazaltos andezitek és andezitek, a Balaton-felvidékről vizsgált bazalt kőzetek, valamint a Tokaji-hegység kőzeteinek geokémiai adatai (**I. táblázat**) csak PGAA (nyomelemek többsége INAA és LA-ICP-MS) mérésekből állnak rendelkezésünkre. A PGAA főelem adatok az XRF-fel és ICP-MS-sel mért főelem adatokkal összevethetők (**6.1. a,b ábra**; Gméling et al. 2005; 2007b).



6.1. a ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. kőzeteiben PGAA-val és XRF-fel mért néhány főelemoxid (t%) adat összehasonlítás. (Gméling et al. 2005)

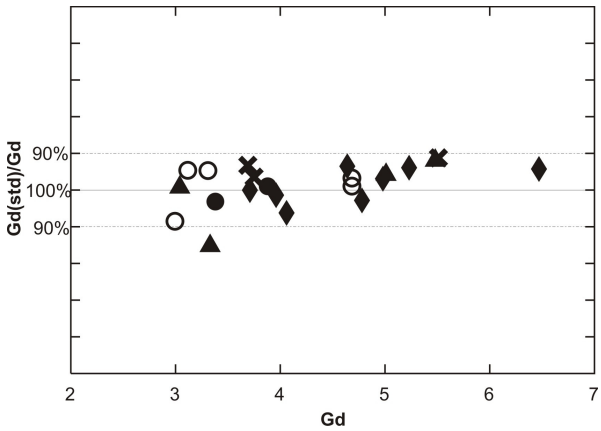


6.1. b ábra: A Kelemen-havasok, a Görgényi-havasok és a Hargita kőzeteiben XRF-el mért főelemoxid értékek a PGAA-val mért értékekre normált adatai az y-tengelyen vannak feltüntetve az XRF adatok függvényében (x-tengely). Ábrázolva van a mérési hibák arányának értéke. Ebben az ábrázolásban jól látható, hogy az XRF-hez viszonyított eltérések 10 %-on belül vannak. (Gméling et al. 2007b)



6.2. ábra: Nagynyomású metamorf kőzetek (négyszögek) ICP-MS és granitoidok (körök) INAA **a)** neodímium; **b)** szamárium; és **c)** gadolínium mérési eredményeinek összehasonlítása PGAA adatokkal PGAA (Marschall et al. 2005). A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteiben mért Nd, Sm és Gd értékek ugyan azon mintából XRF-fel, illetve ICP-MS-sel mért értékei ugyan ezen tartományokba esnek.

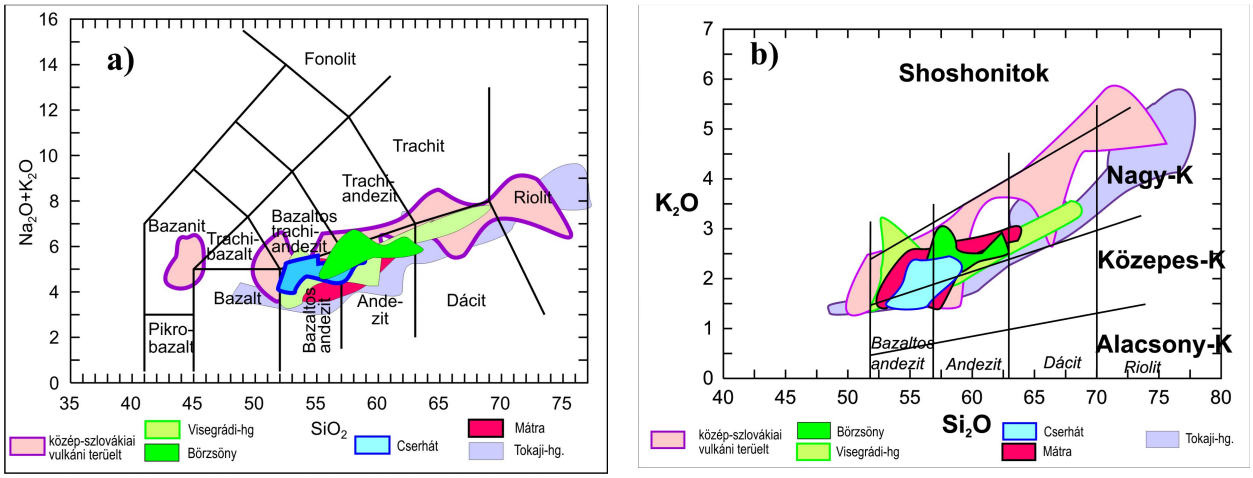
A különböző módszerekkel mért nyomelem adatokat már nem olyan egyszerű összehasonlítani a PGAA mérési eredményeivel, mivel ez utóbbi módszer viszonylag kis számú nyomelem meghatározására alkalmas, amelyek közül kettő, a B és a Cl sem XRF-fel, sem ICP-MS-sel nem volt mérhető a dolgozatban szereplő mintákban. A PGAA nyomelem adatainak megbízhatóságáról Marschall et al. (2005) is közölt adatokat amelyeket nagy nyomású metamorf kőzeteken mért (**6.2. ábra**). A neodímium, a szamárium és a gadolínium szinte az összes mészalkáli vulkáni kőzetben a PGAA kimutatási határa fölé esik, akárcsak a metamorf kőzetekben és granitoidokban. A korábbi XRF és ICP-MS adatokkal összehasonlítva, valamint standard minták összehasonlító méréseit is figyelembe véve megállapítható, hogy a PGAA Nd értékei más mérési módszerekhez viszonyítva szisztematikusan magasabbak (**6.2. a ábra**), a Sm adatok pedig szisztematikusan alacsonyabbak (**6.2. b ábra**), míg a PGAA Gd értékei kevesebb, mint 10 % alatti eltérést mutatnak és a korábbi értékekhez képest, és nagyobb Gd-koncentrációjú standardok esetén hibahatáron belül 100%-os egyezést tapasztaltunk (**6.2. c, d ábra**).



6.2 d ábra: PGAA mérési eredmények a nyugat-kárpáti kőzeteken XRF-fel mért Gd értékekhez, valamint GSJ standard Gd adatokhoz (japán standardok; üres kör) viszonyítva kevesebb mint 10 %-os eltérést mutatnak (Gméling et al. 2005 alapján).

6.1. Főelem geokémia eredmények

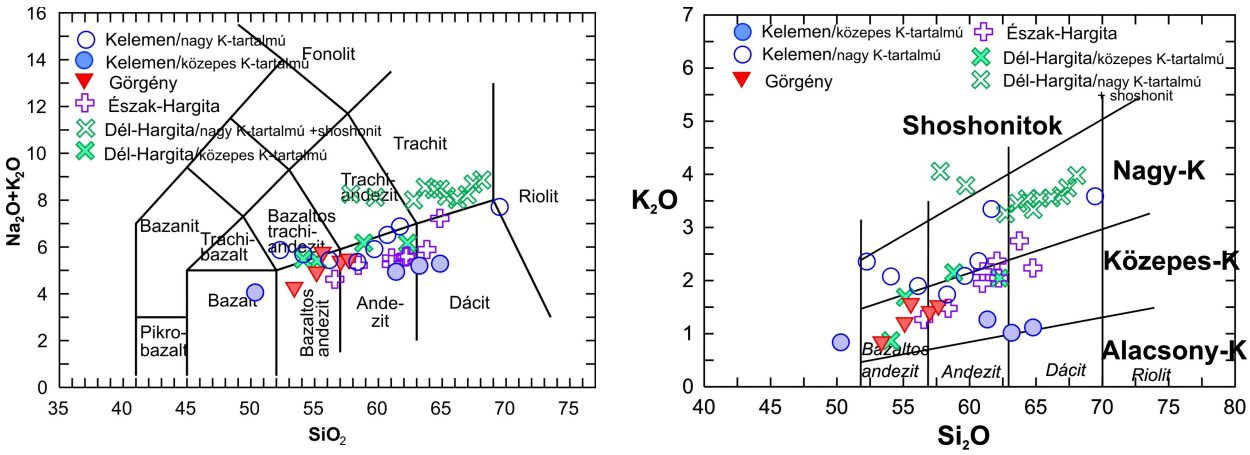
A nyugat-kárpáti vulkáni területről származó minták a teljes alkália vs. SiO_2 diagramot (TAS; Le Bas et al. 1986; **6.3. a ábra**) lefedik a bazaltoktól a riolitokig. A vizsgált minták közül a Börzsönyben, a Cserhátban és a Mátrában a legkisebb a változékonyság, mert ezekről a területekről csak a leggyakoribb kőzettípusokat, azaz bazaltos andeziteket és andeziteket vizsgáltunk, annak ellenére, hogy a Börzsönyben dácitok, a Cserhátban és a Mátrában riolitok is előfordulnak. A Visegrádi-hegység kőzettípusa a bazaltos andezitektől a dácitokig változik, míg a közép-szlovákiai vulkáni terület és a Tokaji-hg. képződményei a bazaltoktól egészen a riolitokig terjednek. A növekvő SiO_2-tartalommal az alkáliatartalom is nő. A mészalkáli kőzeteket K_2O-tartalmuk alapján csoportosítva a nyugat-kárpáti minták nagy többsége a nagy káliumtartalmú mezőbe esik (**6.3. b ábra**). A térségen belül a közép-szlovákiai vulkáni képződmények K_2O-koncentrációja valamivel magasabb mint a többi vulkáni képződményé, de még mindig nem esik a shoshonit mezőbe.



6.3. ábra: A nyugat-kárpáti miocén mészalkáli vulkáni kőzetek **a)** SiO_2 vs. totál alkália diagramon a kőzetek a bazaltoktól a riolitokig terjednek; valamint **b)** az SiO_2 vs. K_2O-diagramon a közepes, nagy K-tartalmú mezőbe esnek.

A kelet-kárpáti vulkáni területen a Kelemen-havasokból származó minták mutatják a legnagyobb változatosságot a bazaltoktól a riolitokig (**6.4. a ábra**). A Hargita kőzeteinek egy részében az SiO_2-tartalom függvényében meredekebben változik a totál alkália tartalom. A Görgényi-havasokból főként bazaltos andezitek és andezitek, míg a Csomádból trachitok és dácitok PGAA vizsgálatát végeztük el. A kelet-kárpáti vulkáni terület képződményeinek K-tartalma nagy változatosságot mutat (**6.4. b ábra**). A Kelemen-havasokból származó minták közt van ami a közepes K-tartalmú, és akad olyan is, ami a nagy K-tartalmú mezőbe esik. A Görgényi-havasokbeli bazaltos andezitek és andezitek K-tartalma közepes, a Hargita andezitjei

és dácitjai a közepes és a nagy K-tartamú mezőben helyezkednek el. A csomádi dácitoknak mind nagy a K-tartama.



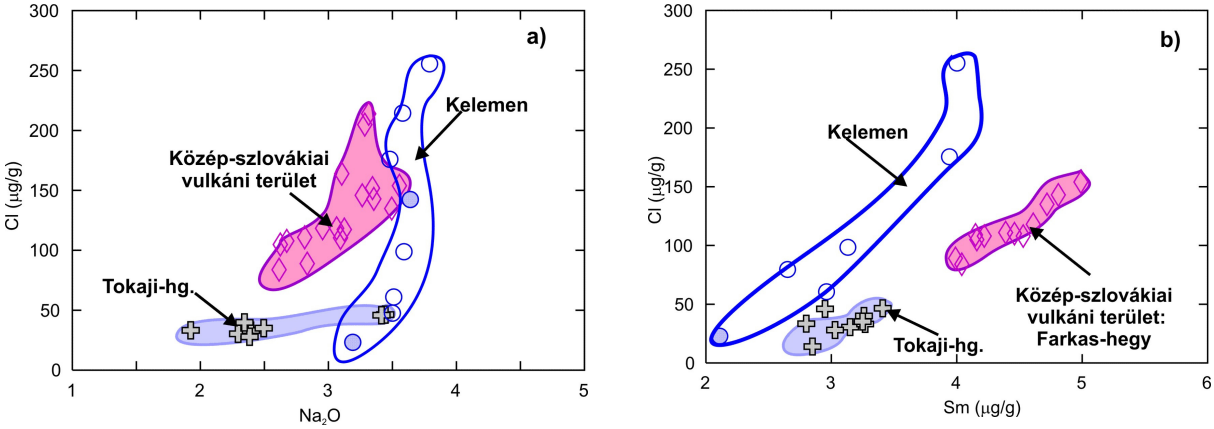
6.4 ábra: A kelet-kárpáti mészalkáli vulkáni kőzetek **a)** TAS diagramon a kőzetek a bazaltoktól a riolitokig terjednek, a dél-hargitai minták a trachit mezőbe esnek; valamint **b)** az SiO_2 vs. K_2O-diagramon a közepes és a nagy K-tartalmú mezőbe esnek. Egyes Dél-Hargitai minták a shoshonit mezőben helyezkednek el.

6.2. Nyomelem geokémiai eredmények

A dolgozatban a nyomelem adatok bemutatása során a hangsúly azokon a nyomelemeken (B, Cl, H, Sm, Gd) van, amelyekkel a PGAA mérések kiegészítették a korábbi analitikai eredményeket; valamint azoknak a Mátrából és a Tokaji-hegységből vizsgált mészalkáli kőzeteknek a nyomelem adatain, amelyek mérését első ízben a dolgozathoz kapcsolódó kutatás keretében végeztem (**I. táblázat**).

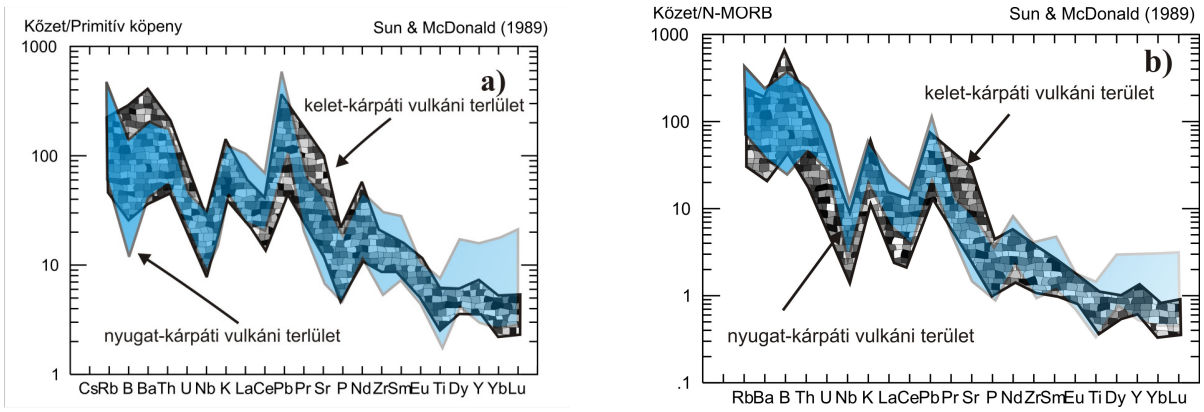
A B, Cl, H, Sm és Gd különböző mértékben, de mind inkompatibilis nyomelemek. A dolgozat fő témáját alkotó B-koncentráció eloszlással részletesebben a következő fejezetben (**6.3. fejezet**) foglalkozom. A kőzetekben nehezen mérhető Cl, de még a Gd is olyan nyomelemek amelyek viselkedését, frakcionációs, olvadási és asszimilációs folyamatok során részletesen nem vizsgálták. A bórral ellentétben a Cl, a Sm, és a legkevésbé inkompatibilis Gd nem mutat egyértelmű összefüggést az SiO_2-tartalommal. A szamáriummal közel azonos mértékben inkompatibilis, és nem mobilis elem a Gd. A Sm és a Gd mennyisége a fő kőzetalkotó ásványokban (olivin, plagioklász, piroxén, amfibol) hasonló. Egyedül a gránátban fordul elő nagyobb mennyiségben a Gd, mint a Sm, mivel a gadolíniumnak enyhén kisebb az inkompatibilitása. A Cl a vizsgált kőzetek nagy többségében 300 µg/g alatti mennyiségben van jelen. A Cl a főelemek közül a Na_2O-tartalommal kis mértékű korrelációt mutat nyugaton a közép-szlovákiai vulkáni terület és a Tokaji-hg., keleten pedig a Kelemen-havasok andezitjeiben

(**6.5. a ábra**). A Cl vs. Sm, és a Gd koncentrációk közt pozitív korreláció figyelhető meg a közép-szlovákiai területen a Farkas-hegy, valamint a Tokaji-hegység és a Kelemen-havasok, andezitjeiben (**6.5. b ábra**).



6.5 ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Tokaji-hg. és a Kelemen-havasok andezitjeiben pozitív korreláció figyelhető meg a Cl-koncentráció és **a)** Na_2O, valamint **b)** a Sm-koncentrációk közt.

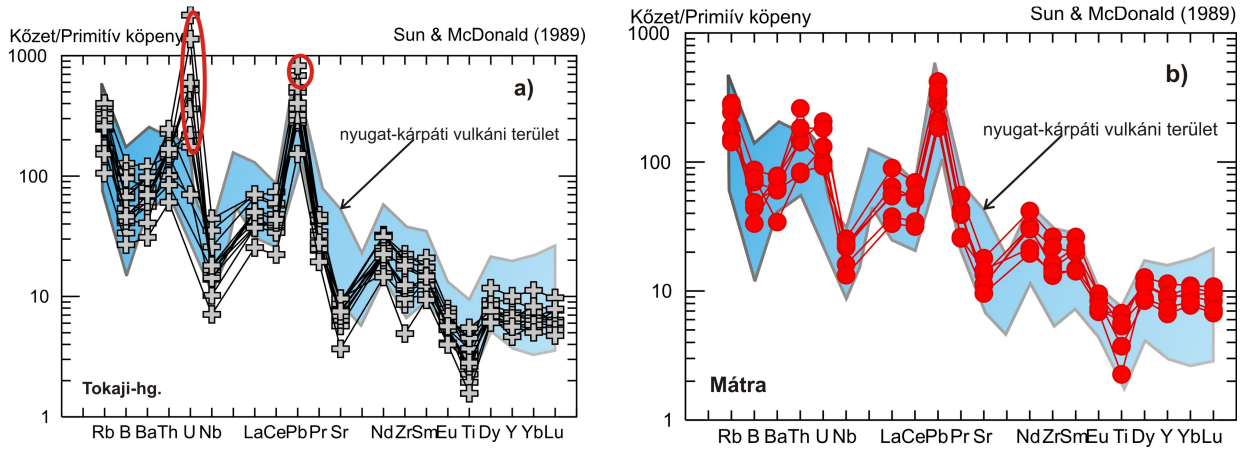
A vizsgált kőzetekben mért nyomelemek koncentrációjának eloszlását, valamely átlag értékhez viszonyítva (pl. a primitív köpeny, vagy normál-MORB: McDonuogh & Sun 1989) sokelemes-diagramon ábrázolhatjuk a legszemléletesebben. A sokelemes-diagramok x–tengelyén az elemek csökkenő inkompatibilitási sorrendben vannak feltüntetve. A kistérerejű, nagy ionsugarú nyomelemek (LFSE=Low Field Strength Elements, vagy más néven LILE = Large Ion Lithophile Elements; pl.: Rb, Ba, K, Cs) a leginkompatibilisebb elemek között vannak a köpenyben. A nagy ionsugarú elemek (LILE) H_2O-gazdag fluidumokban könnyen oldódnak, ezért másodlagos folyamatok hatására, mint a mállás, vagy az alábukó lemezek dehidratációja,



6.6. ábra: A vizsgált mészalkáli kőzetek sokelemes nyomelem diagramja kiegészítve a B adatokkal. A kék szín a nyugat-kárpáti vulkáni területet, a mintás pedig a kelet-kárpáti vulkáni területet jelöli: **a)** primitív köpenyre normált értékekkel (McDonuogh & Sun 1989) illetve; **b)** normál-MORB értékekre normálva (McDonuogh & Sun 1989).

könnyen mobilizálódnak. A nagy iontöltésű, kis ionsugarú nyomelemeket nagytererejű elemeknek nevezzük (HFSE = High Field Strength Elements; pl.: Ti, Zr, Hf, Nb, Ta), ezek az elemek kevésbé fluid-mobilisak. A sokelemes-diagramok függőleges tengelyén általában valamely viszonyítási közeg átlagos összetétel értékére (pl. MORB, primitív köpeny, kondrit) normált adatok szerepelnek.

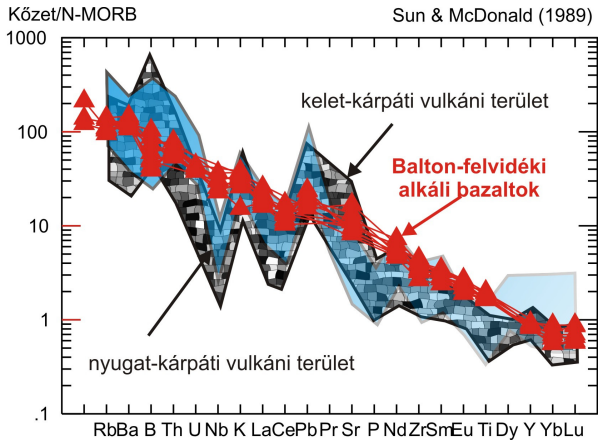
A nyugat-kárpáti és a kelet-kárpáti vulkáni terület andezit kőzeteinek nyomelem eloszlása (**6.6. ábra**) a szubdukcióhoz kapcsolódó metaszomatózis jeleit mutatja. Az andezitekben dúsulnak a ritkaföldfémek (REE) a primitív köpeny és az N-MORB értékekhez viszonyítva is, de míg a nehéz-ritkaföldfémek (HREE) egy, addig a könnyű-ritkaföldfémek (LREE) több mint két nagyságrenddel nagyobb mennyiségben vannak jelen a vizsgált mintákban, mint a viszonyítási közegben. Az erősen inkompatibilis, nagy ionsugarú nyomelemek (LILE: Rb, B, K, Pb) pozitív anomáliát mutatnak, negatív anomália tapasztalható a Nb, Ce, P és Ti esetében mind a primitív köpenyhez (**6.6. a ábra**) mind pedig a normál óceánközépi hátságbazaltokhoz (**6.6. b ábra**) képest. Mindez összhangban van a nyomelemek fluid-mobilis tulajdonságaival. A B, az Pb és a LIL elemek vizes oldatokban erősen mobilisak, míg a HFS elemek immobilisak. A nyugat- és kelet-kárpáti andezitek nyomelem-eloszlásában kisebb különbségek mutatkoznak. A nyugat-kárpáti andezitek nehéz ritkaföldfém tartalma (Y, Yb, Lu) valamivel magasabb, ami a gránát frakcionáció eredménye. A kelet-kárpáti andezitek B-, és Sr-tartalma nagyobb, ami jelzi a magmára gyakorolt kéregeredetű fluidumok hatását. Az Eu-anomália mindkét terület andezites kőzeteiben csekély, amely jelentéktelen mértékű, sekély magmakamrában frakcionálódó plagioklászt jelez.



6.7. ábra: a) a Tokaji-hg; és **b)** a Mátra mészalkáli kőzeteinek nyomelem-eloszlása a primitív köpeny értékekre normalizálva (McDonuogh & Sun 1989) a nyugat-kárpáti vulkáni terület andezitjeinek nyomelem eloszlásához viszonyítva.

A nyugat-kárpáti vulkáni területről kiemelném azokat a területeket, így a Mátra és a Tokaji-hegység, ahonnan a dolgozatban vizsgált kőzetekből nem származtak korábbi nyomelem mérési adatok. A PGAA-val, INAA-val és LA-ICP-MS-sel mért nyomelem adatok a nyugat-kárpáti vulkáni terület más területeinek nyomelem-eloszlásával azonos lefutást mutatnak. Kivéve a Tokaji-hg. Pb és U adatai, amelyek túl magasnak mutatkoztak (**6.7. a ábra**). Korábbi U-koncentráció mérési adatok nem állnak rendelkezésünkre a Tokaji-hg. kőzeteiből (Downes et al. 1995a; Seghedi et al. 2004a), így a mérési eredmények összevetése nem lehetséges. Néhány Pb-koncentráció adatot Downes et al. (1995a) és Seghedi et al. (2004a) publikáltak a Tokaji-hegységből. Ezek az értékek megegyeznek az általam mért alacsonyabb Pb értékekkel (<30 μg/g), így az annál magasabb Pb-értékeket bizonytalanságuk miatt nem veszem figyelembe a következtetéseknél. A Tokaji-hg. kőzeteiben a Nb, Sr, Zr és a Ti negatív anomália is nagyobb a Mátra andezitjeihez viszonyítva (**6.7. b ábra**). A Zr mennyisége a Tokaji-hg. kőzeteiben jelentős mértékben változik, amely a cirkon frakcionáció következménye lehet. A nehéz ritkaföldfémek a primitív köpenyhez képest nagyobb dúsulást mutatnak a Mátra, mint a Tokaji-hg. vizsgált mintáiban (**6.7. b ábra**).

Az alacsony SiO_2-tartalmú alkáli képződmények nyomelem-eloszlása némileg eltérő (**6.8. ábra**). A mafikus alkáli kőzetek csak kis mértékű frakcionációs kristályosodáson esnek át, összetételük a kiindulási magmához hasonló. A fluid mobilis és az immobilis elemek N-MORB-hoz viszonyított mennyisége egyenletesebb eloszlást mutat, mint a mészalkáli kőzetekben.

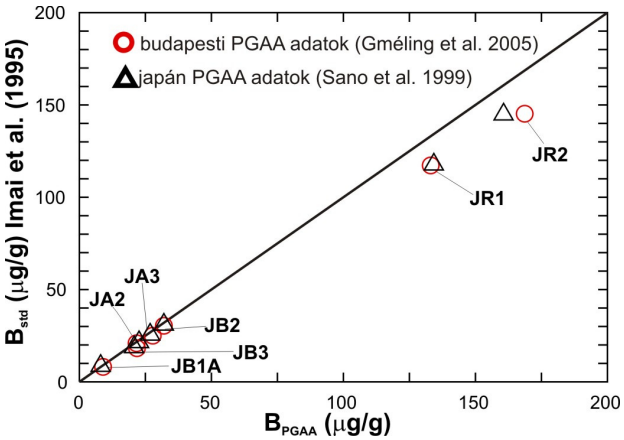


6.8. ábra: A Balaton-felvidéki alkáli bazaltok N-MORB-ra normált nyomelem-eloszlása (McDonuogh & Sun 1989) a nyugat- és a kelet-kárpáti andezitekhez viszonyítva.

6.3. A bórgeokémiai adatok

A dolgozat keretében vizsgált minták B-tartalmát prompt-gamma aktivációs analízissel mértem. A **6. fejezetben** bemutattam, hogy a PGAA teljes kőzetek főelem és néhány nyomelem-tartalmának vizsgálatára alkalmas (**6.1.** és **6.2. ábra**), megbízható és reprodukálható eredményeket ad. A budapesti PGAA berendezéssel mért B-koncentráció adatok megbízhatóságát a geológiai standardok PGAA eredményei és a standard értékek összehasonlítása mutatja (**6.9. ábra**). Az alacsony SiO_2-tartalmú bazaltok és andezitek B-tartalma viszonylag alacsony (< 30 µg/g), és ebben a koncentráció tartományban a budapesti (Gméling et al. 2005) és a japán PGAA eredmények (Sano et al. 1999) a standard adatokkal (Imai et al. 1995) tökéletes egyezést mutatnak. A riolit standardok Budapesten és Japánban PGAA-val mért B-tartalma hibahatáron belül egyezik, de valamivel magasabb, mint a standard értékek (Gméling et al. 2005).

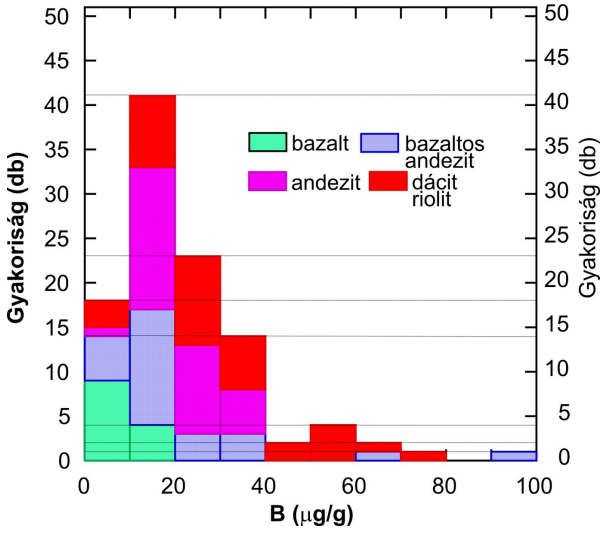
A Kárpát-Pannon térségben vizsgált magmás kőzetek B-koncentrációja viszonylag széles határok közt változik (0,1-90,3 µg/g). A neogén mészalkáli vulkáni kőzetek B-tartalma 4,4 és 90,3 µg/g között változik, ami a szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni képződményekre jellemző intervallumba esik (10-100 µg/g).



6.9. ábra: GSJ standardok B-koncentráció adatainak (Imai et al. 1955) összehasonlítása a budapesti (Gméling et al. 2005) és a japán (Sano et al. 1999) PGAA mérési eredményeivel.

A *nyugat-kárpáti vulkáni terület*

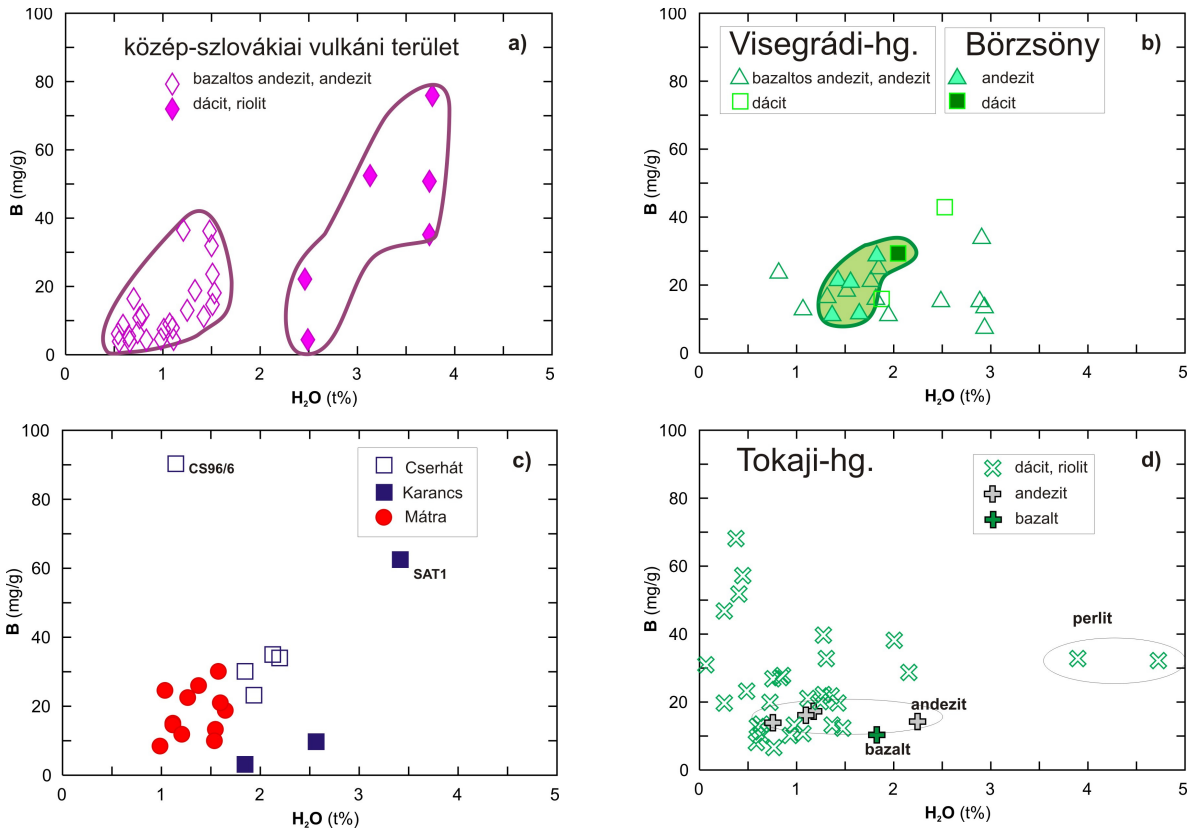
A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Visegrádi-hg., a Börzsöny, a Cserhát, a Mátra és a Tokaji-hg. 109 vizsgált mészalkáli kőzetének B-koncentrációja 6,6 és 90,3 µg/g közt változik (**I. táblázat**). A legtöbb kőzet B-koncentrációja 10 és 20 µg/g közé esik (**6.10. ábra**). A mészalkáli bazaltoknak a legkisebb a B-tartalma (<15,2 µg/g), két mintát kivéve a bazaltos andezitek B-koncentrációja 35 µg/g alatt van. Az



6.10. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület különböző típusú vulkanitjaiban a B-koncetráció gyakorisága.

andezitek nem sokban térnek el a bazaltos andezitektől, azok B-tartalma is 40 µg/g alatt van. A B mennyisége a SiO_2-tartalommal nő, a dácitokban és a riolitokban már magasabb koncentrációt mutat, de a dácitok nagy részében is 40 µg/g alatti mennyiségben van jelen.

A nyugat-kárpáti vulkáni terület vizsgált képződményeinek B- és H_2O^+-tartalma (szerkezetileg kötött víz) közti összefüggést érdemes területenként külön-külön vizsgálni, mert a B és a H_2O közti szoros kapcsolat jelezheti az utólagos folyamatok, például mállás hatását a B-tartalomra. A közép-szlovákiai vulkáni terület bazaltos andezit és andezit kőzeteinek H_2O-tartalma alacsony (< 2 t%) B-koncentrációja változatos, míg a nagyobb SiO_2-tartalmú kőzetekben (dácitok és riolitok) a H_2O-koncentráció nagyobb mint 2 t% és a B-koncentráció is széles határok közt változik (**6.11. a ábra**), enyhe pozitív korrelációt mutat. A Visegrádi-hg. kőzeteiben nincs összefüggés a B és a víz közt. A börzsönyi mintákban viszonylag kis H_2O-koncentráció változás mellett a H_2O növekedésével a B-tartalom kis mértékben nő (**6.11. b ábra**). A Cserhátból származó egyik mintában (CS96/6) extrém magas a B (90,3 µg/g), de a H_2O-tartalom alacsony (1,16 t%), egy másik minta (SAT1) nagy H_2O-tartalom (3,43 t%) mellett mutat viszonylag nagy B-koncentrációt (62,5 µg/g). Míg A Cserhát többi mintáiban nincs összefüggés a B és a H_2O közt (**6.11. c ábra**). A mátrai minták B- és H_2O-koncentrációi sem



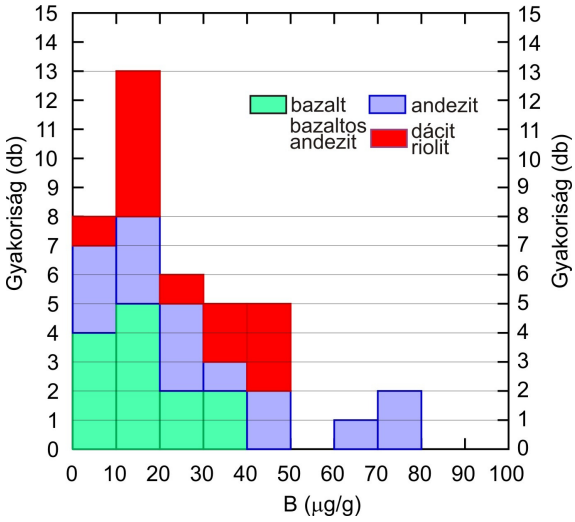
6.11. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területről vizsgált vulkáni kőzetek B- és H_2O^+-koncentrációinak viszonya területenként és kőzettípusonként.

mutatnak összefüggést (**6.11. c ábra**). A Tokaji-hegységből vizsgált kőzetek többségének SiO_2-

tartalma 60 t% felett van. A dácitok és a riolitok H_2O- és B-koncentrációja közt semmilyen összefüggést nem tapasztaltunk. Az andeziteknek közel azonos B-tartalom mellett változó a H_2O-tartalma. Két perlit minta nagy H_2O-tartalom (> 3,5 t%) mellett közepes B-koncentrációval bír (**6.11. d ábra**). Egy obszidián mintát vizsgáltunk, amelynek H_2O-tartalma kicsi (0,08 t%), ami hasonló a Rózsa et al. (2006) által vizsgált tokaji-hegységi obszidiánok H_2O-tartalmával (0,08-0,56 t%), de B-tartalmuk nagyobb (54-69 µg/g), mint az általunk vizsgált obszidián mintáé (31 µg/g).

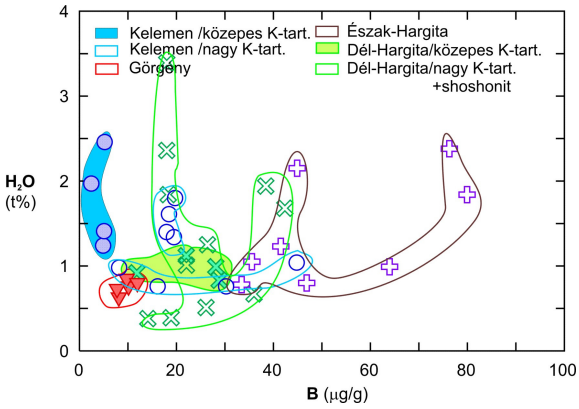
A kelet-kárpáti vulkáni terület

A kelet-kárpáti vulkáni terület (Kelemen-Görgény-Hargita vonulat) B-koncentrációja szintén széles határok közt változik (8-80 µg/g; **I. táblázat**). A csomádi magas SiO_2-tartalmú kőzeteket is figyelembe véve a területről 40 minta B-tartalmát mértük PGAA-val. A legtöbb kőzet B-koncentrációja 10 és 20 µg/g közé esik (**6.12. ábra**). A Kelemen-havasokbeli bazalt (C4) és bazaltos andezitek B-tartalma 33,4 µg/g alatt van, míg az andezitekben, dácitokban és riolitokban az 47 µg/g-ot is elérheti. Néhány Észak-Hargitából származó andezit B-koncentrációja magasabb, 60 és 80 µg/g közt van. A legnagyobb és legváltozatosabb B-tartalmat az Észak-Hargita területéről mértük (33,4-79,9 µg/g). A Kelemen-havasokban kisebb, de még itt is jelentős a különböző minták B-koncentrációja közti különbség (2,4-44,8 µg/g). A Dél-Hargitából származó minták B-tartalma még szűkebb határok közt változik (11,8-42,4 µg/g). A Görgényi-havasokban változik legkevésbé a B-tartalom (7,7-12 µg/g).



6.12. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület különböző típusú vulkáni kőzeteiben a B-koncetráció gyakorisága.

A kelet-kárpáti vulkáni területen a B- és a H_2O^+-tartalom közt nincs szisztematikus összefüggés (**6.13. ábra**), azaz a kőzetek B-tartalma utólagos átalakulások hatására nem módosult. A Kelemen-havasok közepes K-tartalmú kőzeteiben alacsony B-tartalom mellett változatos a H_2O-tartalom (1-2,5 t%). A Kelemen-havasok nagyobb K-tartalmú



6.13. ábra: A kelet-kárpáti terület vulkáni kőzeteiben a B és a H_2O^+-koncentrációk viszonya.

kőzeteiben két csoport különíthető el. A viszonylag alacsony H_2O-koncentrációjú kőzeteknek változatos a B-tartalma (9-45 µg/g), míg a másik csoportba azok a kőzetek sorolhatók, amelyeknek H_2O-tartalma magasabb (1-2 t%), állandó B-koncentráció mellett (~20 µg/g). A Görgényi-havasokban a B- és a H_2O-tartalom is alacsony. Az Észak-Hargita kőzeteinek B-, és H_2O-tartalma is magasabb, mint a Dél-Hargita vulkanitjainak. A Csomád vizsgált mintáiban a H_2O mennyisége széles határok közt változik a kőzetek B-tartalom változékonyságához képest.

A kelet-kárpáti vulkáni területen a vulkáni tevékenység fokozatos fiatalodása tapasztalható DK-felé (Pécskay et al. 1995b). A B-koncentráció É-ról D-felé nő (10-től 80 µg/g-ig), maximumát az Észak-Hargita területén éri el. A Dél-Hargita területén található, legfiatalabb vulkáni kőzetekben (<4 millió év) a B-koncentráció lecsökken (~ 20 µg/g).

6.4. Pannon-medence alatti földköpeny felső részének, valamint az alsó és felső földkéregnek a bórtartalma

A földköpeny és a kéreg B-tartalmának ismerete fontos lehet a petrogenetikai következtetések szempontjából, mert részt vehettek a magma képződésében és fejlődésében. A felső köpeny, vagy alsó kéreg megolvadásával keletkező olvadék magma a felszínre kerülés közben vastag földkérgen hatol át. Az alsókéreg kőzeteknek egyes petrogenetikai modellek szerint jelentősége lehetett mind a mészalkáli, mind a Si-gazdag magmatizmusban (Harangi 2001a), de például a kelet-kárpáti vulkáni területen a felsőkéreg anyagának beolvasztása is szerepet játszott a magmafejlődésben (Mason et al. 1996; Seghedi et al. 2004a).

A primitív bazaltok a felsőköpeny megolvadt és felszínre került részét képviselik. A Pannon-medence alatti köpeny összetételéről a térség legprimitívebb vulkáni kőzetei az alkáli és mészalkáli bazaltok vizsgálata nyújt hozzávetőleges információt. A Balaton-felvidék területéről vizsgált nagyszámú alkáli bazalt minta B-tartalma átlagosan 6,9 µg/g (4,7-12,4 µg/g; Gméling et al. 2007a), ami jellemző az óceáni szigetbazaltokra (OIB) (~ <10 µg/g; Chaussidon & Jambon 1994; Ryan et al. 1996a; Leeman & Sisson 1996). Összehasonlításként más maar vulkáni területek képződményeinek B-tartalmát is megmértük (Gméling et al. 2007a), így például Új-Zéland, Waipiata vulkáni területről alkáli bazaltokat, amelyeknek kicsivel alacsonyabb a B-tartalma, átlag 4 µg/g. Ezek a koncentráció érték meghaladják a kimerült köpenyforrás olvadásával keletkezett óceánközépi hátság bazaltok (MORB) B-tartalmát (0,1-0,5 µg/g Chaussidon & Marty 1995; átlagosan <2 µg/g). A nyugat-kárpáti mészalkáli vulkáni területen is vannak alkáli bazaltok Selmecbánya és Brehy környékén (közép-szlovákiai vulkáni terület),

amelyek a mészalkáli vulkanizmust követően keletkeztek. Ezekben a B mennyisége a Balaton-felvidéki alkáli bazaltok B-tartalmánál is alacsonyabb (Selmecbánya: 1,7-1,8 µg/g; Brehy: 5,7 µg/g), szintén megfelel a lemezen belüli, OIB-típusú bazaltok B-koncentrációjának.

A legprimitívebb mészalkáli kőzetek (bazaltok, bazaltos andezitek) B-koncentrációja az alkáli bazaltokénál valamivel nagyobb: a közép-szlovákiai vulkáni területen 7,4-7,9 µg/g, a Mátrában 8,5 µg/g, a Tokaji-hegységben vizsgált egyetlen olivin bazaltban 10,3 µg/g, és a bazaltos andezitben 13,9 µg/g. A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli bazaltjainak B-koncentrációja szélesebb határok közt változik: 7,8-18,5 µg/g. Korábbi tanulmányok rámutattak, hogy az alkáli bazaltok az asztenoszféra anyagának, míg a mészalkáli bazaltok a szubdukció által módosított asztenoszféra anyagának részleges olvadásával képződtek (pl.: Salters et al. 1988; Embey-Isztin & Dobosi 1995; Rosenbaum et al. 1997).

A földkéreg alsó részének, valamint a földköpeny litoszférához tartozó részének pontosabb összetételéről az alsókéreg- és a köpeny eredetű xenolitok vizsgálata adhat információt. A xenolitokat tartalmazó alkáli bazaltokat a Pannon-medencében jó néhány helyen találhatunk, így például: a Stájer-medencében, a Nógrád-Gömör térségben, a Kelet-Erdélyi-medencében, a Kisalföld és a Balaton-felvidék vulkáni területeken. Túlnyomó részük a litoszférából, de származhat néhány az asztenoszféra/litoszféra határról, illetve az asztenoszféra felső részéről is (Dobosi et al. 2003; Embey-Isztin et al. 2001b, 2003; Szabó et al. 2004), és tükrözik annak a régiónak a geokémiai jellegzetességeit és fizikai állapotát, ahonnan származnak (Dobosi et al. 2010).

A köpeny eredetű xenolitok bórtartalma

A Pannon-medence alatti felsőköpenyből származó xenolitok túlnyomó része spinel peridotit (lherzolit és harzburgit), de vannak piroxenit, amfibol-piroxenit, sőt gránát-piroxenit kőzetzárványok is (Embey-Isztin et al. 1989; Kurat et al. 1991; Downes et al. 1992; Downes & Vaselli 1995; Vaselli et al. 1995; Chalot-Prat & Boulier 1997; Embey-Isztin et al. 2001a,b; Szabó et al. 2004, Dobosi et al. 2010). A Balaton-felvidékről vizsgált felsőköpeny eredetű lherzolit és harzburgit xenolitok B-tartalma 0,04-0,27 µg/g közt változik (átlag 0,15 µg/g). Ez megegyezik a normál és a kimerült földköpenyre adott B-koncentráció adatokkal (0,1-0,2 µg/g; Leeman et al. 1992). Azonban a régió köpeny eredetű xenolitjaiban víztartalmú fázisok (ritkán pargasit és kaersutit amfiból és nagyon ritkán flogopit) is előfordulnak amelyek a metaszomatózis bizonyítékai. Vannak ortopiroxén-gazdag websteritek (Bali 2004; Bali et al. 2007) amelyek nagy valószínűséggel a szubdukcióhoz kapcsolódó olvadékok és a földköpeny kőzetek kölcsönhatásának termékei (McInnes et al. 2001; Santos et al. 2002). Demény et al.

(2004) szerint a Balaton-felvidék vulkáni terület xenolitjaiban kimutatható a szubdukciós eredetű olvadékok hatása, ezt jelzik Rosenbaum et al. (1997) és Downes et al. (1992) által mért radiogén izotóp adatok is. Ennek ellenére a vizsgált felsőköpeny xenolitok szubdukciós fluidumok általi B-gazdagodást nem mutatnak. Dobosi et al. (2010) újabb kutatásai szerint a peridotit xenolitok geokémiai tulajdonsági arra utalnak, hogy a peridotitok és a szubdukciós eredetű fluidumok közt nem lehetett jelentősebb ideig tartó kölcsönhatás. Talán ez az oka a xenolitok alacsony B-tartalmának is. Figyelembe kell venni azt is, hogy a felsőköpeny kőzetek a részleges olvadás során visszamaradt anyagot képviselik. A korábban metaszomatózis hatására B-ban gazdagodott kőzetekből a részleges olvadás során távozó olvadékkal az inkompatibilis elemek, mint amilyen a B is távoznak, kis B-tartalmú maradék köpenyanyagot hátrahagyva. Embey-Isztin & Dobosi (2007) a Pannon-medence peridotit xenolitjainak Mg-száma alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a legtöbb minta közepesen kimerült a bazaltokra jellemző elemekben.

A Kelet-Erdélyi-medencében, a Persányi-hegységből származó köpeny eredetű websterit és piroxenit xenolitok B-koncentráció adatai (0,7-2 µg/g; átlag 1,25 µg/g) jóval nagyobbak, mint a kimerült köpeny átlagos B adatai (0,1-0,2 µg/g; Leeman et al. 1992). Vaselli et al. (1995) szerint a litoszférára, a Persányi-hegység xenolitjainak kémiai összetétele alapján, nem hatottak az alábukó lemezből származó fluidumok. Tóth et al. (2006) a minták fő- és nyomelem, valamit az oxigén izotópok vizsgálati eredményei alapján szintén úgy véli, hogy a kőzetek képződése nem kapcsolható szubdukciós eredetű olvadékokhoz vagy fluidumokhoz, viszont kialakulásuk után azok metaszomatizálódhattak.

Az alsó földkéreg eredetű xenolitok bórtartalma

Leeman et al. (1992) által vizsgált száznál több alsókéreg xenolit B-tartalma átlagosan 1,2 µg/g, azaz B-ban kimerültek a felső földkéreghez képest (amely átlag 15 µg/g B-t tartalmaz). Az alsó kéreg összetételében heterogénnek tekinthető; üledékes, magmás differenciáció, vagy metamorf hatások játszhattak szerepet a keletkezésében. A tektonikusan aktív területeken, mint amilyen a Kárpát-Pannon régió is, az alápárnázódás ('underplating'), vagy az alábukó lemezszegélyek mentén a B-gazdag magmás intrúziók is jelentősen befolyásolhatják az alsókéreg összetételét.

A Pannon-medencében gyakoriak az alsókéreg eredetű granulit xenolitok (Embey-Isztin et al. 1990; 2003; Dobosi et al. 2003; Kovács et al. 2004; Kovács & Szabó 2005; Török et al. 2005; Zajacz et al. 2007). Dobosi et al. (2003) és Embey-Isztin et al. (2003) a Balaton-felvidék vulkáni területről alsókéreg granulit xenolitokat vizsgáltak, amelyek közül néhány metamagmás és metaszediment xenolit B-tartalmát megmértem (**I. táblázat**). A mindeszentkállai xenolitok B-

tartalma 0,4-0,7 µg/g, köztük egy gazdagodott granulit jóval nagyobb 2,5 µg/g B-koncentrációt mutatott (metamagmás gazdagodott granulit: M3074). A sabar-hegyi xenolitokban 0,1-0,7 µg/g B van. Ezek az értékek az alsó kéreg átlagos B-tartalma (1,2 µg/g; Leeman et al. 1992) alatt maradnak, de meghaladják a felső köpeny xenolitokban mért B-koncentrációkat (0,04-0,27 µg/g). Az elszegényedés egyébként is jellemző a granulit xenolitokra, amelyek B-koncentrációja a primitív MORB kőzetek B-tartalmára jellemző (0,4-2,3 µg/g) intervallumba esik. A Balaton-felvidék vulkáni területe alatt az alsókéreg a felső köpenyhez hasonlóan B-ban viszonylag kimerült. Embey-Isztin et al. (2003) és Dobosi et al. (2003) a Balaton-felvidéki alsókéreg xenolitok szubdukciós, akkréciós eredetét feltételezték, azt hogy a vizsgált xenolitok eredetileg az alábukó óceáni lemezből származnak, amely alsókéreg mélységben megrekedt. Ezt az alacsony B-koncentráció adatok is alátámasztják, hisz az óceáni kéreg már az alábukás korai szakaszában dehidratálódik, így belőle a későbbiekben már B-szegény olvadék távozhat. Leeman et al. (1992) szerint az alsó kéreg anyagának beolvasztása alacsony B-tartalmú magmát fog eredményezni, a többi inkompatibilis, de fluid immobilis nyomelemhez viszonyítva. A relatíve alacsony B-koncentrációjú köpeny és kéreg xenolitokhoz képest azonban a Balaton-felvidék vulkáni területről vizsgált alkáli bazaltok B-tartalma (4,7-12,4 µg/g) nagy.

Összefoglalva, a vizsgált felső földköpeny és alsókéreg xenolitok B-koncentrációi az átlag földköpeny, és alsókéregre jellemző intervallumba esnek, B-ban való gazdagodást csak néhány esetben mutatnak. Korábbi vizsgálatok azt mutatják, hogy a felsőköpeny-, és alsókéreg-eredetű kőzetek geokémiai jellegzetességei szubdukcióhoz kapcsolódó nyomokat jeleznek. Amennyiben az alkáli magmák forrásrégióját korábbi szubdukciós eredetű fluidumok befolyásolták, akkor azok a bórgeokémiai adatok alapján olyan alábukó lemezből származó fluidumok, vagy olvadékok lehettek, amelyek már bórban a szubdukció korai fázisában kimerültek. De az is lehetséges hogy a köpeny és még inkább a kéreg anyagát a B-tartalmú fluidumok és olvadékok érhálózatszerűen járták át, inhomogén módon, így a xenolitok nem teljesen reprezentatívak, illetve olyan helyen rekedtek meg, ahonnan nem rendelkezünk xenolitokkal (pl. az asztenoszférában).

Felső földkéreg átlag bórtartalma

A kontinentális kéreg heterogén, így átlag kémiai összetételének meghatározása bonyolult feladat. Többféle módszert alkalmaznak az átlag összetételek meghatározására: *a*, különböző kőzetek átlag összetételét súlyozzák azok relatív mennyiségével; *b*, különböző típusú kőzeteket kevernek össze és azok összetételét mérik meg, ez jól egyezik a granodioritok átlag összetételével, mivel ezek a leggyakoribb magmás kőzetek a földkéregben (pl.: Shaw et al.

1986); vagy *c*, lösz átlag összetételét használják erre a célra amely a felszíni, lepusztult kőzetek szél által kevert és szállított pleisztocén korú üledéke (pl.: Taylor et al. 1983; Gallet et al. 1998; McLennan 2001). Leeman et al. (1992) a felsőkéreg B-tartalmát 14-36 µg/g közti értékre becsülte nagy bizonytalansággal, de ez az érték statisztikusan nem áll messze a Taylor & McLennan (1985) által javasolt 15 µg/g-tól, vagy a Rudnik & Gao (2004) által megadott 17 µg/g-tól. A kontinentális felsőkéreg ma legtöbbek által elfogadott átlag B-koncentrációja 10 µg/g (Leeman & Sisson 2002).

Mivel a B erősen inkompatibilis elem, így a kéreg anyag (főként a felsőkéreg) jelentős mértékű beolvasztása elméletben befolyásolhatja a keletkező olvadék B-koncentrációját. A legtöbb szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni képződmény geokémiai és izotóp adatai alátámasztják a kéreg komponensek jelenlétét (pl.: Hawkesworth et al. 1977; James 1981; James & Murcia 1984; Ellam & Harmon 1990; Smith et al. 1996; Mason et al. 1996). A Kárpát-Pannon térségben jelentős mennyiségű differenciált vulkáni kőzet található, amelyeknek nagy a $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya, nagy a K_2O- és az Na_2O-tartalma és bennük az inkompatibilis LIL-elemek aránya nagy a HFS elemekhez képest. Ezek az adatok a kontinentális földkéreg anyag asszimilációjára utalhatnak (pl.: Esperanca et al. 1992). A kéreg anyag asszimilációt és az azzal egyidejű frakcionációs kristályosodást bizonyítják az asszimiláció-frakcionáció-kristályosodási (AFC) modellek eredményei. Az AFC-modellek alapján a Kárpáti ívet követő, közepes mértékben savanyú kőzetek 5-20% metaüledékes felsőkéreg, vagy üledékes anyag asszimilációjának eredményei (Mason et al. 1996). A Bükkalja, a Tokaji-hg. vagy a Gutin-hg. riolitjainak izotópgeokémiai adatai a lokális felsőkéreg kőzetek adataival átfednek (Downes 1996; Póka et al. 1998; Harangi 2001a; Seghedi et al. 2001). Emiatt a lokális kéreg átlag B-tartalma fontos információval szolgál a mészalkáli vulkáni kőzetek fluid körforgalmának vizsgálata szempontjából.

A felsőkéreg-összetétel meghatározásra használt kőzetek közül a Kárpát-medencéből három lösz minta, két metapélit és egy csillámpala B-tartalmát mértem meg. A pleisztocén korú fiatal lösz mintákat (Dunakanyar, Basaharc; Frechen et al. 1997) Dr. Bajnóczi Bernadettől kaptam, B-tartalmuk 54,1 és 64,6 µg/g közt változik. A metapéliteket (Dél-Szlovákia) és a csillámpalát (Soproni-hg., Oromvégi kőfejtő) Dr. Horváth Péter bocsátotta rendelkezésemre, B-koncentrációjuk 58,3 és 67,1 µg/g közt változik. A vizsgált minták átlag B-koncentrációja 60 µg/g, amely meghaladja a felsőkéregre általánosan elfogadott B-koncentráció adatot (10 µg/g). A lokális felsőkéreg átlag B-tartalmának pontosabb meghatározásához, a statisztikus adatok eredményességének növelésével, még több minta vizsgálatára lenne szükség.

A feltételezhetően alábukó üledék átlag bórtartalma

A szubdukciós folyamatok során nemcsak az óceáni litoszféra kerül vissza a földköpenybe, hanem több-kevesebb kontinentális és óceáni üledék is lejut a mélybe. A térség üledékes kőzetei feltehetően részt vettek a szubdukcióban, így hatással lehettek a szubdukciós öv menti vulkáni kőzetek képződésére (pl. Ishikawa & Nakamura 1993; Sano et al. 2001). Sajnos a Kárpátokat övező területeken kevés bizonyíték van a feltételezhetően alábukó lemez kőzetanyagára. A Mason et al. (1996) által vizsgált Külső-Kárpáti konvolút flis összetétele viszont párhuzamosítható az alábukó üledék összetételével. Dr. Paul Mason ezen flis minták közül hármat rendelkezésemre bocsátott, amelyek B-tartalma egyenként: 112, 121 és 194 µg/g. Továbbá Carmen Cristacheval közösen vizsgáltunk fekete-tengeri üledékeket PGAA módszerrel (Cristache et al. 2009), a vizsgált harmincnégy minta B-tartalma 115 és 149 µg/g közé esik, átlagosan 129 µg/g. Irodalmi adatok alapján a Japán-árokban vizsgált üledékek B-tartalma 93-129 µg/g (Sano et al. 2001), a Csendes-óceáni pelágikus üledékeké 96-132 µg/g (Ishikawa & Nakamura 1993), amely intervallummal az általunk mért fekete-tengeri üledékek és flis minták adatai is átfednek.

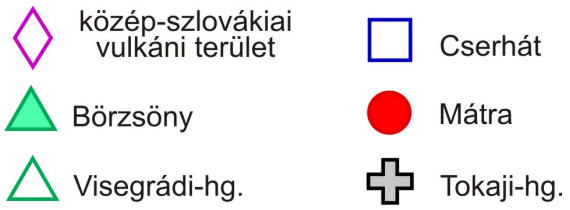
7. EREDMÉNYEK ÉRTELMEZÉSE

7.1. A nyugat-kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai összefüggései

A mészalkáliból az alkáli magmatizmusba való átmenet a Mediterrán térség területén nem ritka. Harangi et al. (2007) szerint ez az átmenet a nyugat-kárpáti vulkáni területen nem szükségszerűen vonja maga után a geodinamikai környezetben bekövetkezett változást, ami a szubdukcióból az extenzióba való átmenetet jelenti, hanem mindkét típusú magmatizmust a litoszféra extenzió hatásaként értelmezik. A korai mafikus olvadék a viszonylag vastag kontinentális földkéreg alatt csapdázódott és olvadást eredményezett az alsó kéregben. A mészalkáli magmák az extenzió legerőteljesebb szakaszában a megolvadt metaszomatizált litoszféra köpeny anyag és az alsókéreg keveredésének eredményeképpen keletkeztek, míg a késői, alkáli magmák a posztextenziós szakaszban a sekély asztenoszféra kisfokú olvadásával képződtek (Harangi et al. 2007). A kontinentális kéreg vékonyodásával a kéregkontamináció szerepe egyre csökkent. A nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli magmái időben változó nyomelem és izotóp összetételt mutatnak, ami megfelel a magma forrás régió változásának, az E-MORB típusútól a gazdagodottabb OIB-típusú köpenyig. Az utóbbinak az izotópos jellege hasonló az általános Európai Asztenoszféra Rezervoárhoz (Cebria & Wilson 1995; Hoernle et al. 1995; Lustrino & Wilson 2007).

Ezt az átmenetet a dolgozatban vizsgált kőzetminták bórtartalma alapján is érdemes végigkövetni. A magmaképződés nyomonkövetése céljából viszont el kell különíteni a forrásrégióban bekövetkező folyamatokat (földköpeny, vagy földkéreg anyagának olvadása és az olvadékok közti keveredés), a különböző differenciációs folyamatoktól (FC, vagy AFC) és meg kell határozni az alábukó lemezből származó fluidumok és olvadékok forrás kontaminációjának szerepét (pl. Hawkesworth et al. 1977; Ellam & Hawkesworth 1988; Tatsumi & Eggins 1995; Thirwall et al. 1996). A következő alfejezetekben a nyugat-kárpáti vulkáni terület képződményei a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Visegrádi-hg., a Börzsöny, a Cserhát, a Mátra és a Tokaji-hg. mészalkáli kőzeteinek bórgeokémiai vizsgálati eredményeit mutatom be a különböző kontaminációs és differenciációs folyamatokra, a képződési korra és a területi elhelyezkedésre való tekintettel.

Jelmagyarázat a nyugat-kárpáti vulkáni terület képződményeit ábrázoló diagramokhoz:

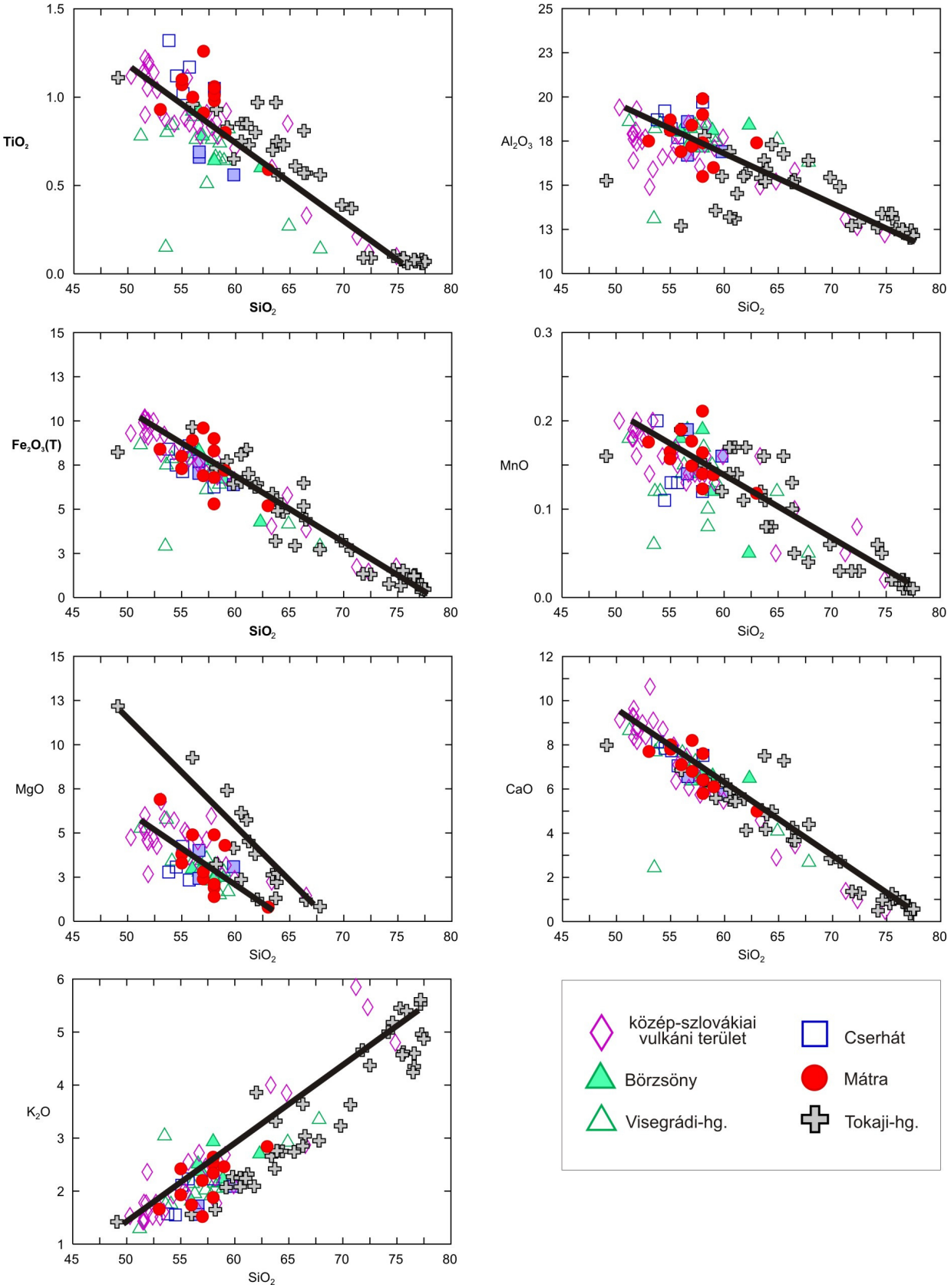


7.1.1. Frakcionáció a nyugat-kárpáti vulkáni területen

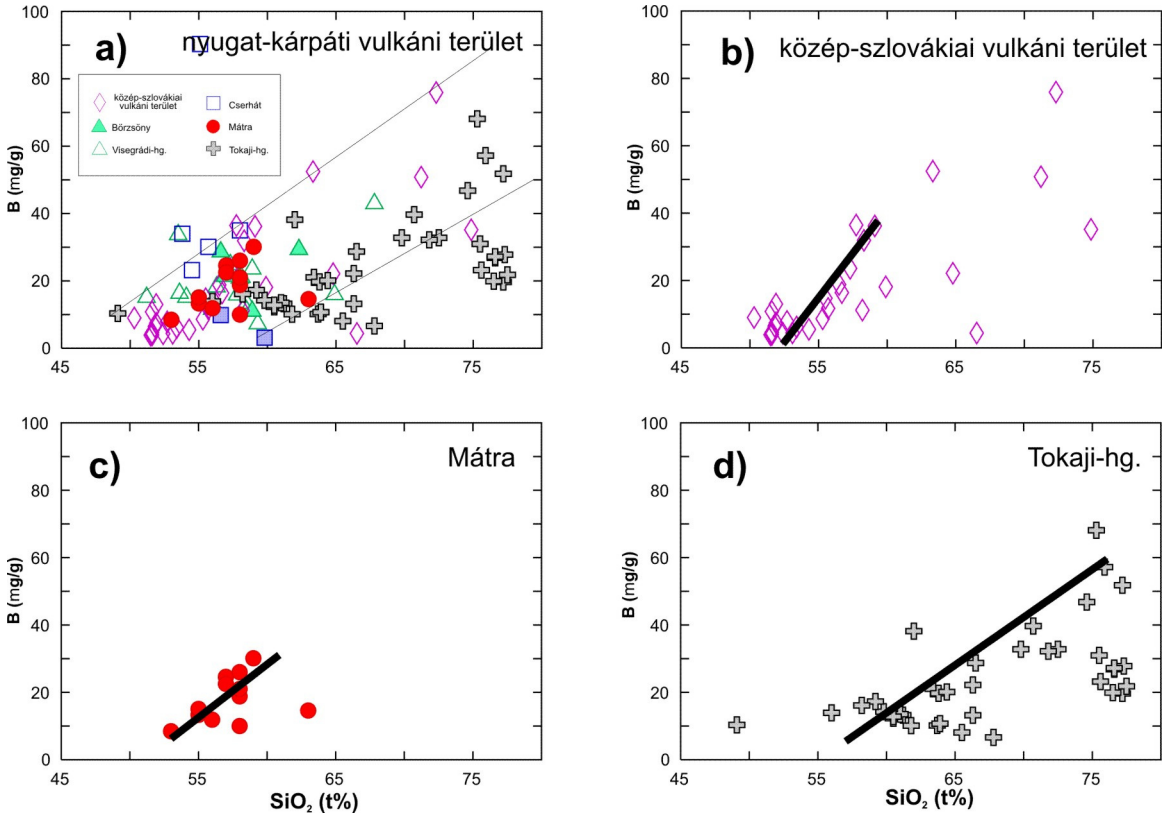
A magma differenciációja azon kőzettani-geokémiai folyamatok összességét jelenti, amelyek elváltozásokat okoznak az elsődleges, anyamagmához képest. A differenciáció a kristályosodásra és a korán képződő kristályok elkülönülésére (illetve azok lesüllyedésére), a magmakamra vagy kürtő falán való kristályképződésre, a magmának a környezettel való kölcsönhatására, végül a gázok megszökésére vezethető vissza. A kristályosodás folyamata két különféle módon mehet végbe: 1) az *egyensúlyi kristályosodás* során az olvadékból kiváló ásványok folyamatos kémiai egyensúlyt tartanak az olvadékkal; 2) a *frakcionációs kristályosodás* során a nagyobb olvadáspontú ásványok korábban kristályosodnak és rövid egyensúlyi szakaszt követően fizikailag elkülönülnek a magmától, így az olvadék összetétele fokozatosan megváltozik. A természetben gyakoribb a frakcionációs, mint az egyensúlyi kristályosodás. Az elkülönülési és kristályosodási folyamatok leginkább a magmás kőzetek nyomelem összetétel változásának megfigyelésével követhetők.

A nyugat-kárpáti vulkáni területen a legtöbb kőzet ásványos összetétele és kémiai tulajdonságai differenciációs folyamatokat, frakcionációs kristályosodást jeleznek. A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és Visegrádi-hg., a Cserhát és a Mátra főként mészalkáli bazaltos andezitekből, andezitekből áll, míg a Tokaji-hegységben a magasabb SiO_2-tartalmú kőzetek uralkodnak (andezit, dácit, riolit). A nyugat-kárpáti területen a közép-szlovákiai vulkáni terület (50,3-74,9 t%) és a Tokaji-hg. (49,1-77,5 t%) vulkanitjai mutatják a legnagyobb SiO_2 változatosságot (49,1-77,5 t%). Az egyes területeken a nagy SiO_2-változatosság frakcionációs kristályosodás (FC) és/vagy asszimiláció közbeni frakcionációs kristályosodási (AFC) folyamatokra utal, amely főként az alsó- vagy a felsőkéregben lévő magmakamrában ment végbe. A kezdetben kristályosodó ásvány együttesek (pl.: olivin és piroxén) az SiO_2-tartalom emelkedését eredményezik. Ezt példázzák az SiO_2-koncentrációhoz képest szisztematikusan változó főelemoxid koncentrációk is.

A nyugat-kárpáti vulkáni területen például az SiO_2 és a TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO és CaO koncentrációk közt negatív korreláció van, míg az SiO_2- és a K_2O-tartalmak egymással pozitívan korrelálnak (**7.1.1. ábra**). Mindez olivin, klinopiroxén és plagioklász és Fe-Ti-oxid frakcionációt sejtet. Az SiO_2-nek a korrelációja a nyomelemekkel már kevésbé szoros. A bórral például többé-kevésbé pozitív irányú összefüggést mutat (**7.1.2. a ábra**).



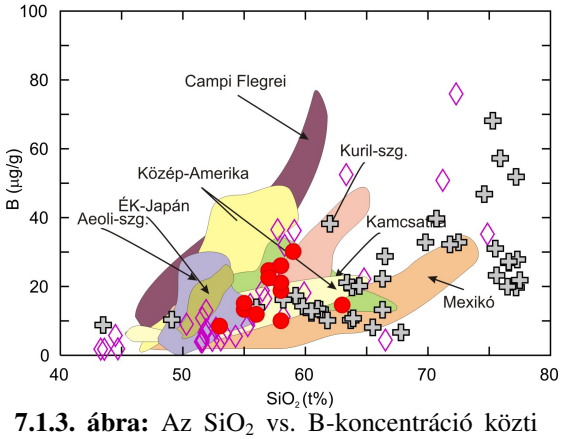
7.1.1. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációja (*t*%) az SiO_2-tartalom (*t*%) függvényében.



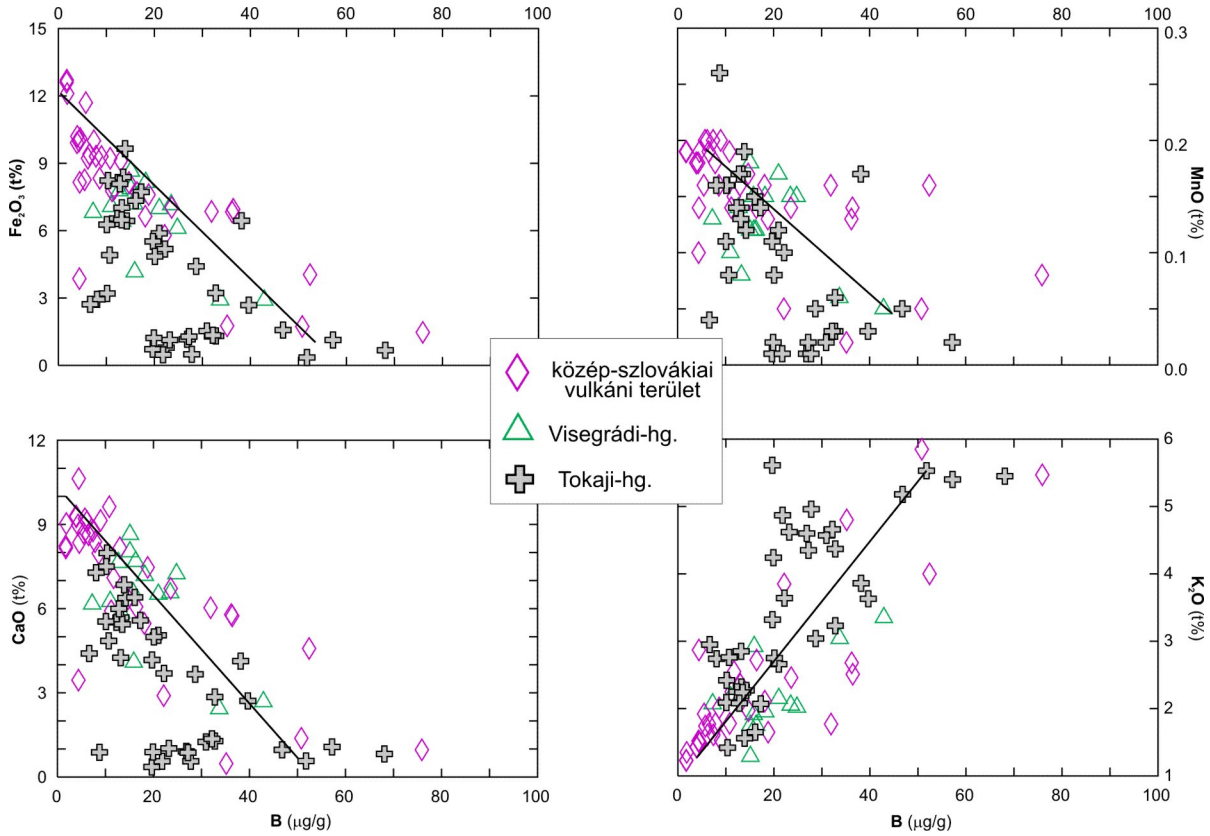
7.1.2. ábra: Az SiO_2-koncentrációk a B-tartalom függvényében: **a)** a nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteiben; **b)** a közép-szlovákiai vulkáni területen, **c)** a Mátrában; és **d)** a Tokaji-hegység kőzeteiben is pozitív korreláció figyelhető meg.

a Mátra és a Tokaji-hg. kőzeteiben mutatkozik (**7.1.2. b,c,d ábra**), ami a magmás differenciáció eredménye. A B-tartalom SiO_2-koncentrációval párhuzamos növekedése szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli magmákban (mint például: Japán-szigetek, Mexikó mészalkáli vulkánjai, Kamcsatka, vagy Kuril-szigetek) is megfigyelhető (**7.1.3. ábra**). A mátrai andezitek és a közép-szlovákiai vulkáni képződmények egy része főként a Kuril-szigetekről származó mintákkal, míg a Tokaji-hg. magasabb SiO_2-tartalmú kőzetei inkább a Mexikóból származó mészalkáli kőzetekkel mutat hasonlóságot B- és SiO_2-tartalomban.

A nyugat-kárpáti vulkáni területen a B-tartalom a főelem koncentrációk közül az Fe_2O_3-, az MnO-, és a CaO-val a közép-szlovákiai vulkáni kőzetekben, a Visegrádi-hg. mintáiban és a Tokaji-hegységben negatív korrelációt mutat (**7.1.4. ábra**), míg a Börzsöny, Cserhát és a Mátra vulkanitjaiban nincs egyértelmű összefüggés. A B a K_2O-val

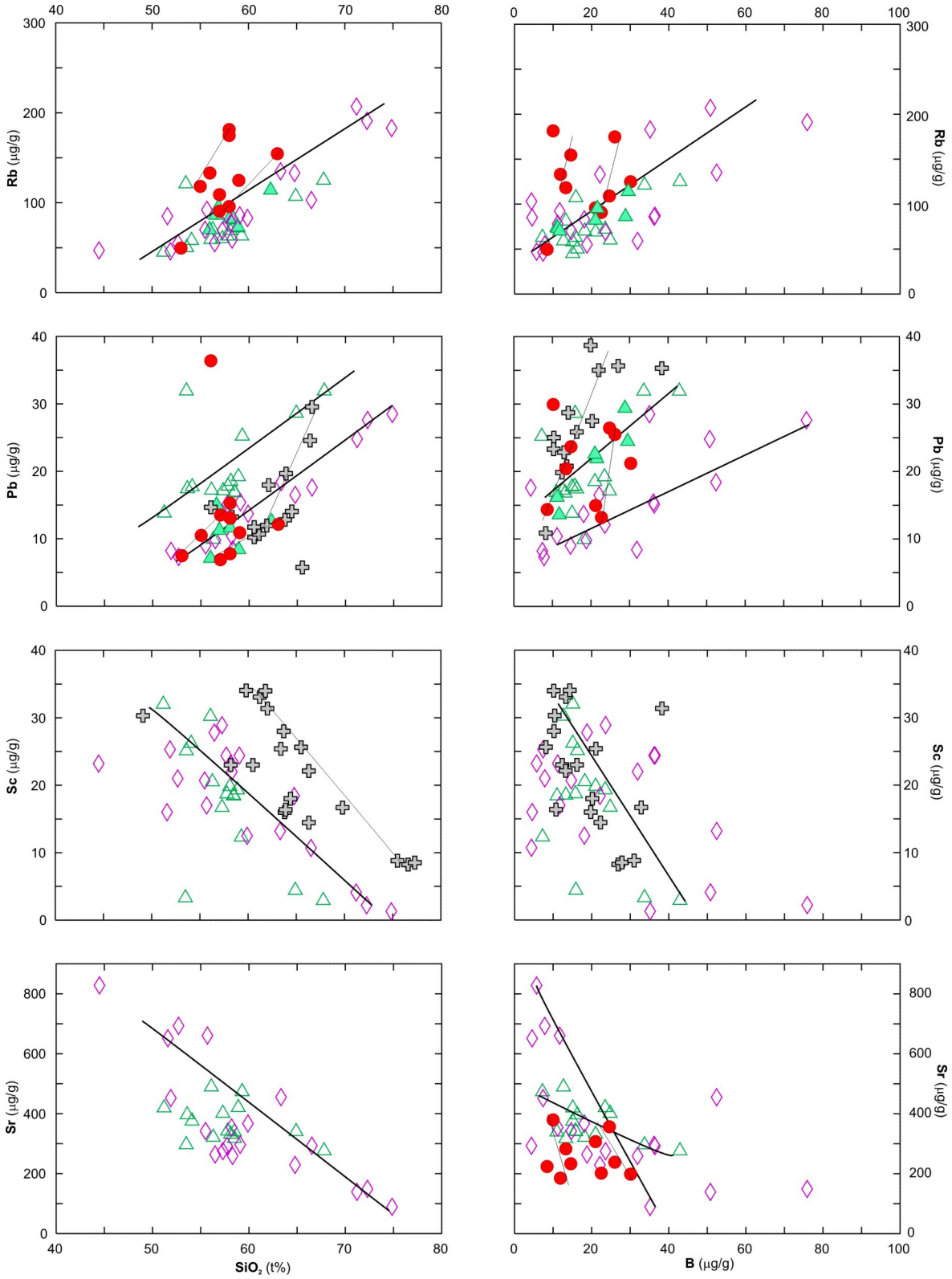


7.1.3. ábra: Az SiO_2 vs. B-koncentráció közti összefüggés a nyugat-kárpáti vulkáni területen és más szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni ív területeken (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).



7.1.4. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Visegrádi-hg. és a Mátra mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációi a B-tartalom függvényében.

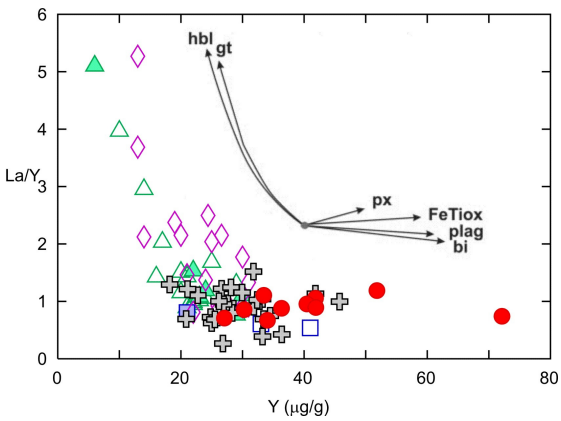
pozitívan korrelál a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny-Visegrádi-hg. és a Tokaji-hg. kőzeteiben. A Cserhátban kis K_2O-tartalom mellett nagy a B-koncentráció változatosság. A B az SiO_2-hoz hasonlóan kevésbé szoros korrelációt mutat a nyomelemekkel (**7.1.5. ábra**). A nyomelemekkel való korreláció mértéke területenként eltérő. Az inkompatibilis nyomelemek közül a Rb, Pb, Nb és a Th mennyisége az SiO_2-, és a B-tartalom növekedésével nő a közép-szlovákiai vulkáni terület, és a Börzsöny-Visegrádi-hg. kőzeteiben, míg a Sc és a Sr csökken plagioklász frakcionációra utalva. A Sc és az Y csökkenése az amfibol és gránát kristályosodás hatását jelzi. A Rb, Pb, Ba, Zr és Th a Mátra kőzeteinek SiO_2- és B-tartalmával is pozitívan korrelál. A Rb és a B közt a Börzsöny-Visegrádi-hegységben is pozitív korreláció mutatkozik. A Mátra kőzetei B-tartalmuk alapján két részre oszthatók, egy kisebb (<20 μg/g B) és egy nagyobb (> 20 μg/g) B-kontrációjú csoportra. Ezek a csoportok a kőzetek K/Ar-kora alapján is elkülönülnek egymástól. A több bórt tartalmazó kőzetek idősebbek (14,2-16,1 Ma), míg a kis B-tartalmúak fiatalabbak (12,3-13,6 Ma). Ebben a két csoportban a B-tartalom növekedésével külön-külön nő a Ba, Rb, Zr, Pb, Sr, Nb és a Th mennyisége is. A Tokaji-hg. kőzeteiben az SiO_2-nek és a B-nak egyértelmű pozitív korrelációja az Pb-mal, negatív korrelációja pedig a Sc-mal van. A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny-Visegrádi-hg.,



7.1.5. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület és a Visegrádi-hegység mészalkáli kőzeteinek nyomelem koncentrációja az SiO_2 (bal oldali oszlop) és a B-tartalom (jobb oldali oszlop) függvényében.

és a Mátra vulkáni kőzeteiben a plagioklász és az amfibol frakcionációnak jelentős szerepe volt, amit a Rb, Pb, Ba, Zr, Nb és Th szilíciummal és bórral való szoros korrelációja jelez.

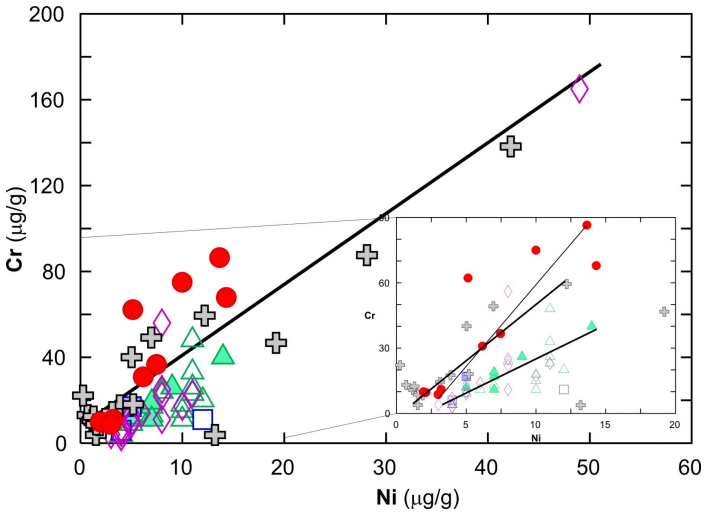
A közép-szlovákiai vulkáni területen a változatos SiO_2–tartalom és az inkompatibilis elemek és a könnyű ritkaföldfémek primitív köpenyhez képest való gazdagodása, sekély magmakamrában lejátszódó frakcionációs kristályosodást mutat (Konečný et al. 1995a). A Visegrádi-hg. és a közép-szlovákiai terület legidősebb kőzeteiben gyakoriak az almandin gránát (Harangi et al. 2001) és az amfibol fenokristályok.



7.1.6. ábra: Az Y vs. La/Y diagram segítségével láthatók a tipikus ásványkristályosodási folyamatok a nyugat-kárpáti vulkáni terület különböző részein. (*hbl*=hornblende, *gt*=gránát, *px*=klino- és ortopiroxén, *FeTiox*=Ti-magnetit, *plag*=plagioklász, *bi*=biotit) (Harangi et al. 2007. alapján)

Ezeknek a kőzeteknek kis Y-tartalma mellett a La/Y aránya viszonylag magas (**7.1.6. ábra**). A nagy La/Y-arány, és a kis Y-tartalom azonban olvadás során visszamaradt gránátot is jelezheti (Harangi et al. 2007). Az alacsony Y-tartalmú minták B-koncentrációja széles határok közt változik (29-76 µg/g), azaz az amfibol és a gránát frakcionációja a B-tartalmat egyértelműen nem befolyásolja. A piroxén és plagioklász kristályosodás inkább a fiatalabb vulkanitokban jellemző a Cserhát, a Mátra és a Tokaji-hg. területén. A Tokaji-hg. kőzeteiben a plagioklász és a káliföldpát frakcionáció is elkülöníthető.

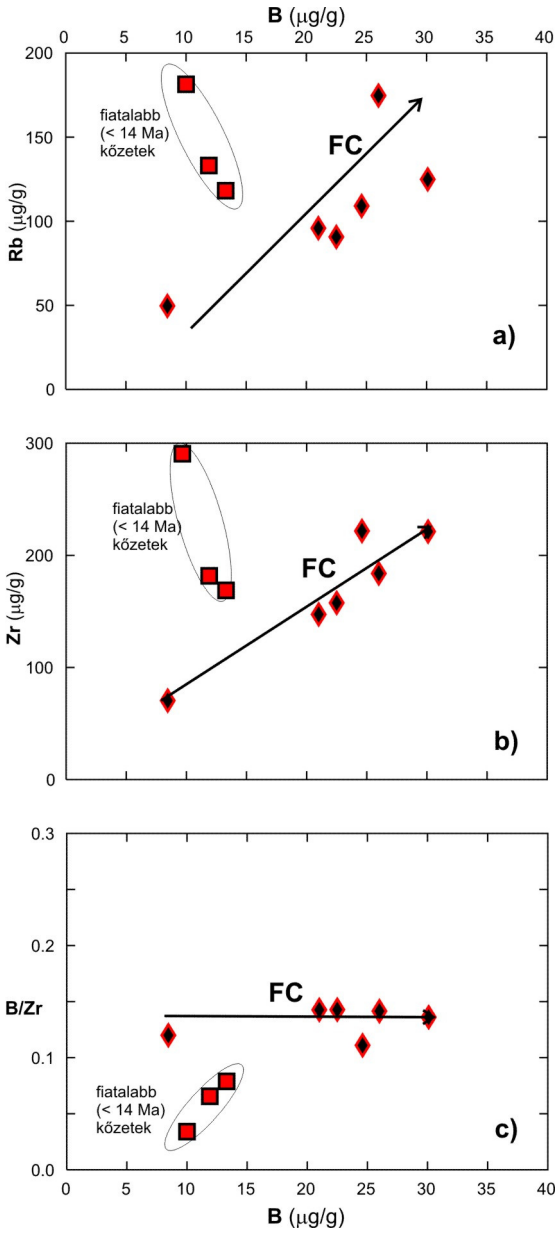
A Ni és a Cr, mint kompatibilis nyomelemek között pozitív korreláció mutatkozik (**7.1.7. ábra**). A nyugat-kárpáti vulkáni kőzetek kompatibilis nyomelem tartalma viszonylag alacsony (Ni<20 µg/g, Cr<90 µg/g). A nagyon kicsi Ni, és relatív kis Cr-tartalom a köpeny-eredetű primitív olvadék erős frakcionálódására utal. A legtöbb Ni-t és Cr-ot tartalmazó kőzetek tekinthetők a legkevésbé differenciáltnak, amelyek nem mentek keresztül olivin és klinopiroxén frakcionáción. Néhány idősebb (> 14 Ma) mátrai kőzetnek alacsony Ni-tartalom mellett még viszonylag nagyobb a Cr-tartalma (> 60 µg/g). A Mátra és a Tokaji-hg. vulkáni



7.1.7. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területen a két kompatibilis nyomelem: Ni és Cr koncentrációjának változása. A kisebbik ablakban a diagram kinagyított része látható.

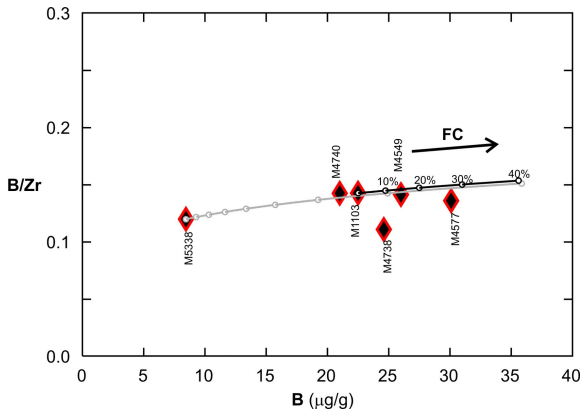
területek frakcionációs folyamatai eltérnek a közép-szlovákiai vulkáni terület és a Börzsöny-Visegrádi-hg. frakcionációs folyamataitól, amely utóbbiak területeken jellemző az amfibol és a gránát megjelenése is.

A Mátra idősebb (> 14 Ma) kőzeteiben a Cr- és a Ni-tartalom változatossága frakcionációs kristályosodási (FC) folyamatokra utal. A frakcionációs folyamatok B-koncentrációra gyakorolt hatását a Mátra idősebb kőzetein mutatom be. A hasonló mértékben kompatibilis elemek, mint amilyen a B, a Rb, a Ba, vagy a Nb pozitív korrelációt mutatnak frakcionáció közben (**7.1.8. a ábra**), ami azonban a frakcionáció mellett a részleges olvadásban mutatkozó különbségre is utalhat. A bórt érdemes kevésbé inkompatibilis elemmel (pl. Nd, Zr, Sm) összehasonlítani. A B vs. Zr diagramon (**7.1.8. b ábra**) is pozitív a korreláció a Mátra kőzetei esetében. Ami arra utal, hogy B-tartalom növekedését ebben az esetben a frakcionáció okozhatja. Mivel a nyomelemek abszolút koncentráció értéke különböző fokú magma fejlődési szinteket tükröz, ezért érdemes inkább nyomelem aránypárokat vizsgálunk. A B erősen inkompatibilis elem, mennyisége a frakcionáció mértékének növekedésével nő a maradék olvadékban, így a nagy inkompatibilítású/kis inkompatibilítású elemek aránya a frakcionációval nem vagy, csak kis mértékben változik. A B vs. B/Zr diagramon látható (**7.1.8. c ábra**), hogy a Mátra idősebb kőzeteinek B/Zr-aránya nem változik a frakcionáció mértékének növekedésével. A frakcionációs kristályosodás mértékének növekedését modellezve (**7.1.9. ábra**) a következő megállapítást tehetjük. A legidősebb mátrai kőzetnek (M5338) a B-tartalma 8,45 µg/g, ami alapján az idősebb kis B-koncentrációjú mátrai kőzetekkel mutat kémiai hasonlóságot. Ezt a mintát kiindulási kőzetnek véve nagyon nagy mértékű kristályosodásra lenne szükség, hogy



7.1.8. ábra: A Mátra idősebb (> 14 Ma) kőzeteinek példáján a fracionációs kristályosodás B-tartalomra gyakorolt hatása látható **a)** a Rb és **b)** a Zr-tarltalom függvényében, valamint az, hogy az **c)** FC folyamat nem befolyásolja a kőzetek B/Zr-arányát. */FC= frakcionációs kristályosodás/*

elérjük a többi kőzet összetételét. A legkevésbé differenciált mátrai minta az M4739-es (B=15,1 µg/g). Sajnos ebből a mintából nem készültek nyomelem elemzések. A sorban következő alacsony SiO_2-tartalmú minta az M1103-as. A B vs. B/Zr diagramon az M1103-as mintából kiindulva 30 % kristályosodás mellett (D_B=0,102; D_{Zr}=0,246) a B-tartalom kis mértékű emelkedése (7,6 µg/g) tapasztalható a differenciáltabb M4577-es mintáig (**7.1.9. ábra**). A frakcionációs kristályosodás mértékének növekedésével a B/Zr-arány értéke hibahatáron belül nem változik.



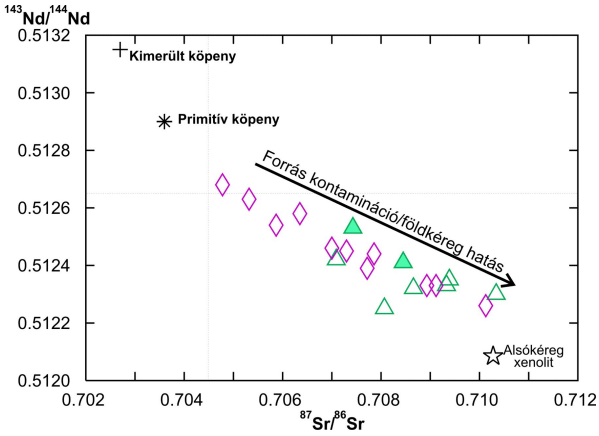
7.1.9. ábra: A Mátra idősebb kőzeteinek (> 14 Ma) B vs. B/Zr aránya és az alkalmazott FC-modell eredménye.

Összefoglalva: A nyugat-kárpáti terület kőzeteinek kiindulási magmája erősen differenciálódott. Sajnos nem rendelkezünk a területről olyan kőzettel, vagy kőzetsorozattal amely tökéletes frakcionciós kristályosodási sort adna. Azaz egyszerű frakcionációs modellel nem írható le a vulkáni kőzetek képződése, azokat a frakcionációs kristályosodási folyamatokon kívül más hatások is érték. A nyugat-kárpáti vulkáni területen a Mátra idősebb kőzetei mutatnak frakcionációs kristályosodási trendet, amely alapján megfigyelhető az FC-folyamatok B-koncentrációra gyakorolt hatása. A kristályosodás mértékének növekedésével a B-tartalom növekedése tapasztalható (15,1-30,1 µg/g), míg a B/inkompatibilis elemarányt a frakcionációs kristályosodás mértéke nem befolyásolja.

7.1.2. Kéregkontaminació a nyugat-kárpáti vulkáni területen

A nyugat-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek összetétel adatai nem illeszkednek egyértelmű frakcionációs kristályosodási trendre. Amennyiben a frakcionált kristályosodás főszerepet játszik a vulkáni kőzetek összetételének kialakításában, szoros és egyértelmű korrelációkat kéne kapni. A frakcionációs trendtől való eltérés oka lehet az asszimiláció, ami a frakcionált kristályosodással gyakran jár együtt. A felfelé haladó olvadék a földkéreg kőzeteiből származó anyagokkal, elemekkel, fluidumokkal gazdagodik. Ezt a folyamatot nevezzük kéregkontaminációnak. A kéreganyag beolvasztásához szükséges többlet hőmérséklet származhat a kristályosodás során felszabaduló hőből, amely elősegítheti a magmával érintkező mellékkőzet egy részének beolvasztását (asszimiláció) (Bowen 1928; DePaolo 1981; James 1981; Davidson & Harmon 1989). Ezt a folyamatot egyidejű asszimiláció és frakcionációs kristályosodási folyamatnak nevezzük (AFC=*Assimilation and Fractional Crystallization*).

Az a tény, hogy a nyugat-kárpáti vulkáni terület kőzetei vastag kontinentális földkérgen keresztül törtek a felszínre, magában hordozza annak a lehetőségét, hogy a felfelé hatoló olvadék a kontinentális kéreg anyagát részben megolvasztotta, ezáltal az olvadékok keveredése befolyásolta a kőzetek nyomelem összetételét és izotóparányát. A vizsgált vulkáni kőzetek viszonylag magas $^{87}Sr/^{86}Sr$-, és alacsony $^{143}Nd/^{144}Nd$-arányai a földkéreg komponensek hatását jelezik (**7.1.10. ábra**), ami a kéreg kontaminációnak, és/vagy a forrás kontaminációnak (=az alábukó üledékeknek a magmaforrás területére gyakorolt hatása) köszönhető. Ezen kívül a kéreg kontaminációt jelzi még a nagy K_2O/Na_2O-arány, az inkompatibilis LIL elemek (pl. Rb, Ba) nagy mennyisége a HFS elemekhez (pl. Zr) képest (**6.2. fejezet**).

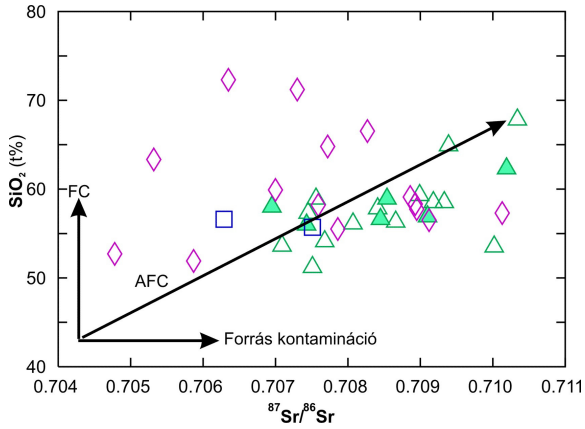


7.1.10. ábra: $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány változatossága a közép-szlovákiai vulkáni területen és a Börzsöny-Visegrádi-hegységben. (adatok: Harangi et al. 2001; Embey-Isztin et al. 2003)

A Mátrából és a Tokaji-hegységből csak kevés radiogénizotóp adattal rendelkezünk (Salters et al 1988; Downes et al. 1995; Seghedi et al 2004a), amelyek alapján következtethetünk metaüledékes, vagy savanyú metamagmás felső kéreg anyag jelentős mértékű beolvasztására és AFC folyamatokra. Downes et al. (1995a) és Seghedi et al. (2004 a) néhány viszonylag nagy értékű $\delta^{18}O$ adatot is közölt a Tokaji-hg. kőzeteiből, amelyek meghaladják a köpeny kőzetekre

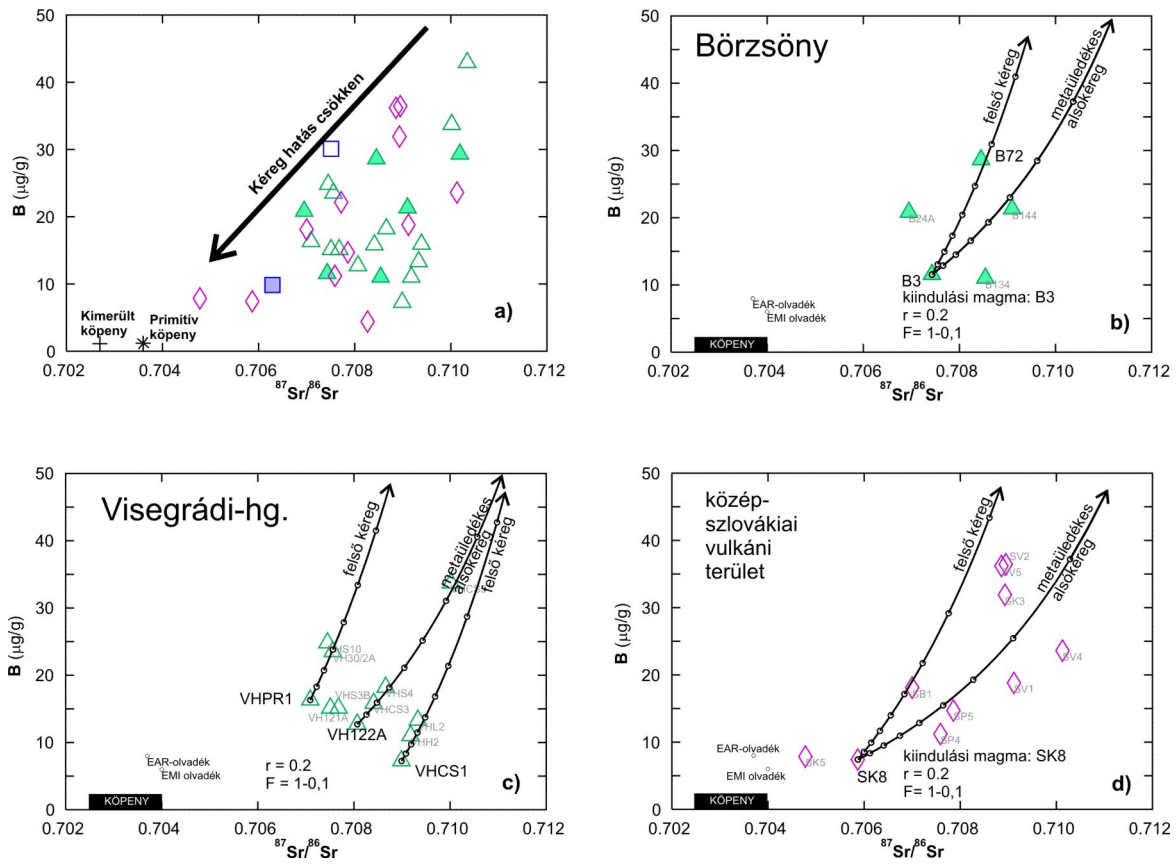
jellemző értékeket, azaz a földkéreg kőzeteinek asszimilációját jelzik. A Tokaji-hg. riolitjainak kiugróan magas a Rb/Zr-aránya (3-7). A nagy Rb/Zr-arány a cirkon frakcionáció és a kéregkomponensek hatását tükrözi. A Tokaji-hg. 60 t%-nál kevesebb SiO_2-t tartalmazó kőzeteinek a Rb/Zr-aránya is nagyobb, mint a nyugat-kárpáti vulkáni terület többi területén, de a Rb/Zr-arány növekedése nem jár együtt a B illetve a B/Pb-arány növekedésével, ami arra utal, hogy a cirkon frakcionáció és a kéreganyag beolvasztása a B-koncentrációt és a B/Pb-arány változását nem befolyásolja. A Mátra kőzeteinek Rb/Zr-, és Na_2O/K_2O-arányai a Börzsöny-Visegrádi-hg. mintáiban tapasztalt elemarányokkal átfednek.

Az AFC-folyamatok hatását a radiogén izotópok és a frakcionációt jelző SiO_2 korreláció mutatja. A nyugat-kárpáti vulkáni területről a Börzsöny-Visegrádi-hegység és a közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteinek $^{87}Sr/^{86}Sr$-arányai jelentős változékonyságot mutatnak, de a Visegrádi-hegységben az SiO_2-tartalommal pozitívan korrelálnak (**7.1.11. ábra**), ami különböző mértékű AFC folyamatokra utal (Harangi et al. 2001; Seghedi et al. 2004a). A közép-szlovákiai vulkáni terület fiatal kőzeteinek SiO_2-tartalma változatos, míg $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya viszonylag alacsony a területről származó idősebb (> 13 Ma) andezitekéhez képest. Az idősebb andeziteknek kis SiO_2-tartalom mellett nagyobb a $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya, ami kéregkontaminációra utal. A Visegrádi-hg. kőzeteiben a $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány és az SiO_2-koncentrációk közt szorosabb, AFC folyamatokra utaló összefüggés van. Seghedi et al. (2004a) AFC-modellje alapján a nyugat-kárpáti vulkáni terület semleges és savanyú magmái 5% és 20%-os felsőkéreg kontamináció eredményei. A nyugat-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek összetételét nem lehet egyetlen kontaminációs közeggel modellezni. A korai mészalkáli magmák képződésében a metaüledékes alsó földkéreg anyagának is jelentős szerepe lehetett. A metaüledékes földkéreg hatását a nagy Sr-izotóp arány és a mintákban előforduló Al-gazdag kéreg xenolitok is alátámasztják. Harangi et al. (2007) kétlépcsős modellt javasolt, miszerint 1-2% üledék metaszomatizálta a köpenyanyagot, amely részlegesen megolvadt, majd a képződött mafikus olvadék a köpeny-kéreg határon csapdázódott, miközben az alsókéreg anyagát részben magába olvasztotta.



7.1.11. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, Börzsöny-Visgerádi-hg. és Cserhát képződményeinek $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya az SiO_2-tartalom függvényében.

Az AFC-folyamatok B-koncentrációra gyakorolt hatását a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. B-koncentráció diagramon szemléltethetjük (**7.1.12. a ábra**). A modellekben alkalmazott lokális felsőkéreg és

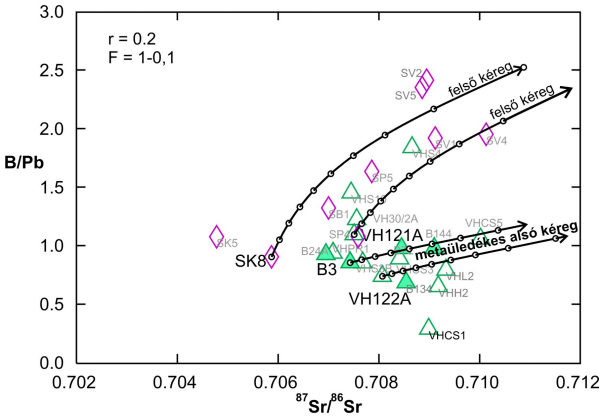


7.1.12. ábra: **a)** A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás a B-tartalom függvényében. A B-tartalom növekedése a magmaforrás területét ért növekvő fluid hatásra utal (SiO_2<60 t%). **b)** a Börzsöny; **c)** a Visegrádi-hg.; és **d)** a közép-szlováki vulkáni területeken az alkalmazott AFC-modellek alapján kapott görbékkel.

alsó kéreg összetételek irodalmi adatok (Mason et al. 1996; Harangi et al. 2001; Dobosi et al. 2003). Mind az alsó, mind a felső kéreg esetében kétféle B összetételt használtam a modellekhez. Az egyik esetben az irodalmi átlag: felső kéregre 10-15 µg/g, alsó kéregre 5 µg/g B; a másik esetben a saját mérési tapasztalatból származó adatok: felső kéregre 60 µg/g, az alsókéregre 0,27 µg/g B (lsd.: **6.4. fejezet**). A két különböző összetétel nem befolyásolja jelentősen az eredményeket. A nagyobb B-tartalmú felsőkéreg beolvasztása kisebb mértékű frakcionációs kristályosodást feltételez ugyanazon összetétel eléréséhez. A nyugat-kárpáti területen a Börzsöny, a Visegrádi-hg. és a közép-szlovákiai vulkáni területről rendelkezünk izotóp adatokkal. Ezekben a kőzetekben a B és a Sr-izotóparányok közt közel pozitív korreláció figyelhető meg. A Börzsönyben a legprimitívebbnek a B3-as minta tekinthető, annak ellenére, hogy nagyon kicsi a minták SiO_2 és MgO változatossága, a B3-as mintának a legnagyobb a Cr, Ni, MgO-tartalma és a legkisebb az SiO_2-koncentrációja. A legdifferenciáltabb a B72-es minta. Az AFC modell szerint (**7.1.12. b ábra**) a B3-ból a B72-es összetételt úgy érhetjük el 20%-os felső kéreg beolvasztás mellett, hogy a frakcionáció mértéke minimum 50 %. Amennyiben alsó kéreg anyag 20%-os beolvasztását feltételezzük, úgy a B3-ból eljuthatunk a B144-es minta összetételéig 50%-os kristályosodási fok mellett. A Visegrádi-hg. primitívebb kőzeteinek a

VH122A és a VHPR1 minták tekinthetők. Ezek összetételéből kiindulva alsó és felső kéreg 20%-os beolvasztásával kaphatunk a hegységből származó differenciáltabb mintával megegyező Sr-izotóp arányt és B-tartalmat (**7.1.12. c ábra**). A közép-szlovákiai vulkáni terület SK8-as jelű mintáját kiinduló olvadék összetételnek feltételezve (**7.1.12. d ábra**) szintén 20% alsó és felső kéreg beolvasztással közelíthetjük meg a területről gyűjtött többi minta összetételét. A kéreg anyag beolvasztás a magmának mind a Sr-izotóparányát, mind a B-tartalmát megnöveli. A modellekben a nagyobb B-tartalmú felső kéreg anyag beolvasztása valamivel nagyobb mértékben növeli a B-koncentrációkat mint az alsó kéregé, de átlagban 20 %-os kéreganyag beolvasztás több mint 10 µg/g B-tartalom növekedést eredményez.

A B/inkompatibilis elemarányokat (B/Sm, B/Pb, B/La) is érdemes megfigyelni az AFC-folyamatok során (**7.1.13. ábra**). A B/Pb-arány az asszimiláció és frakcionáció során csak kis mértékben változik. Az alacsony B-koncentrációjú metaüledékes alsókéreg anyag beolvasztása szinte egyáltalán nem eredményez B/Pb-arány növekedést. Azaz a megfelelő nyomelemarányok kiválasztásával az AFC folyamatok kiszűrhetők.



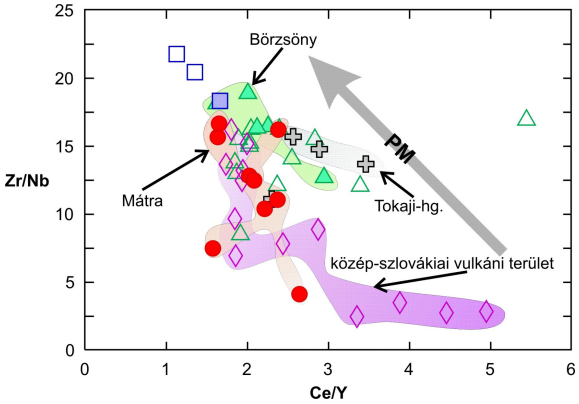
7.1.13. ábra: A Sr-izotóparány és a B/Pb-arányok a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. kőzeteiben. A görbék az alsó metaüledékes kéreg és a felső kéreganyag beolvasztásának hatására módosuló összetételt mutatják.

Összefoglalva: Az FC-folyamatoknál az AFC-folyamatok valamivel nagyobb mértékben növelik a kőzetek B-tartalmát. A nagyobb B-koncentrációjú felsőkéreg anyagának nagy mértékű beolvasztása jelentős mértékben növelheti az olvadék B-tartalmát, míg a kis B-koncentrációjú alsó kéreganyag beolvasztása akár az olvadék B-tartalom csökkenéséhez is vezethet. A B/inkompatibilis elemarányok alkalmazásával mind a frakcionáció, mind az asszimiláció hatása kiküszöbölhető. A nyugat-kárpáti vulkáni terület magmái FC és AFC folyamatokkal egyértelműen nem modellezhetők. A kőzetek inkompatibilis nyomelem tartalmára hatással lehet még a részleges olvadás mértéke, valamint a forrásrégió heterogenitása és a magmaforrás területet ért hatások, mint például a metaszomatózis mértéke.

7.1.3. Részleges olvadás a nyugat-kárpáti vulkáni területen

A magmás folyamatok első lépése a részleges olvadás. A részleges olvadásnak két fő típusa van: egyensúlyi és frakcionációs olvadás. A földköpeny és az alsókéreg kőzetei általában nem teljes mértékben, és egyszerre olvadnak meg, hanem az adott hőmérsékleten és nyomáson az olvadni képes, azaz elsőként a kis olvadáspontú ásványfázisok. *Egyensúlyi olvadásról* beszélünk, ha az olvadás során a keletkező magma és a szilárd kőzetanyag fázisai kémiai egyensúlyban vannak. A *frakcionációs olvadás* gyakoribb, amely során keletkezett kis térfogatú olvadék azonnal elhagyja az olvadás helyét. Az olvadék fázist előnyben részesítő nyomelemek közt is van különbség az inkompatibilítás mértékében. A frakcionációs olvadás mértéke befolyásolja a magma kémiai összetételét. A kevésbé inkompatibilis/erősen inkompatibilis elemek arányából következtethetünk az olvadás mértékére.

Az erősen inkompatibilis elemek (pl. Rb, Ba, Be, Nb, B) az olvadás során hasonló mértékben lépnek be az olvadékba, azaz arányuk csak nagyon kis mértékű olvadás esetén térhet el, általában részleges olvadás során hasonló megoszlást mutatnak (Ryan & Langmuir 1993; Ryan et al. 1996a,b). Amennyiben egy kevésbé inkompatibilis (pl. Zr, Y) és egy erősebben inkompatibilis (pl. Nb, Ce) elem arányát vizsgáljuk, úgy az olvadás kezdetén az arány alacsony, majd az olvadás mértékének növekedésével fokozatosan nő. Például a magma Zr/Nb-aránya az olvadás mértékének növekedésével nőni fog, míg a Ce/Y-arány csökkenést mutat. A nyugat-kárpáti vulkáni terület kevésbé differenciált kőzeteinek (SiO_2 < 60 t%) Zr/Nb- és Ce/Y-arányai változatosak (**7.1.14. ábra**). Az olvadás mértéke a legkisebb (Zr/Nb < 5) a közép-szlovákiai vulkáni terület alkáli bazalt (Brehy) és a mészalkáli bazalt mintáinak képződésekor volt (12-11 Ma), míg a területen a legnagyobb mértékű olvadást (Zr/Nb > 20) a Cserhát kőzetei jelzik. A közép-szlovákiai vulkáni területen és a Mátra mintáiban mutatkozik a legnagyobb különbség az olvadás mértékében. Azonban a Ce/Y arányt mészalkáli kőzetek esetében erősen befolyásolja a korai gránát és amfibol kristályosodás, ezért kevéssé jól jelzi a részleges olvadás mértékét

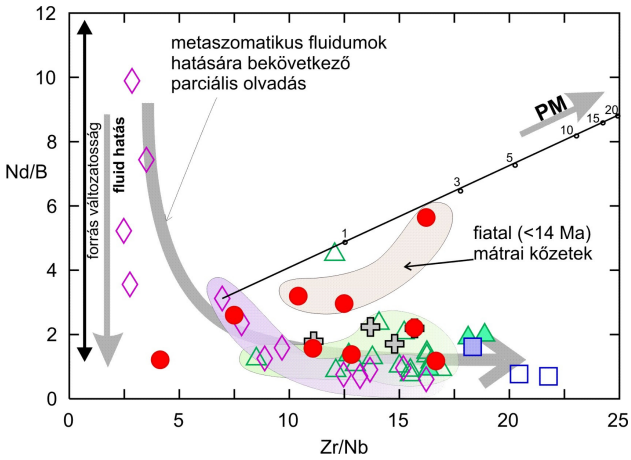


7.1.14. ábra: A Ce/Y-arány csökkenése és a Zr/Nb-arány növekedése a részleges olvadás mértékének növekedését jelzi.

A parciális olvadás mértékének a B-koncentrációra gyakorolt hatását Zr/Nb-arány függvényében vizsgálhatjuk. Mivel a B-koncentrációt a frakcionációs kristályosodás és az

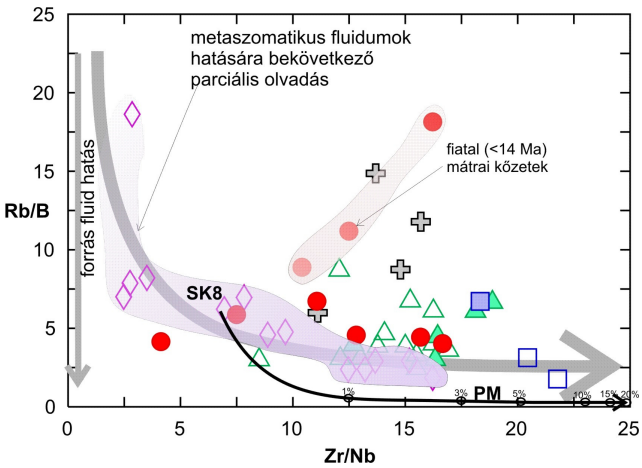
asszimiláció is jelentős mértékben növeli, ezért érdemes arányba állítani egy inkompatibilis elemmel. A Nd inkompatibilis, de kisebb mértékben mint a B. Azaz a nagy Nd/B-arány a nagyobb mértékű részleges olvadást jelzi, vagyis a kiindulási kőzet megolvadásakor nagy mennyiségű B lép az olvadékba és a visszamaradó kőzet Nd/B-aránya magas lesz. Amennyiben az olvadást metaszomatikus hatás is befolyásolja, akkor számolni kell azzal, hogy a B azokban a fluidumokban van oldva, amelyek metaszomatizálják a köpenyéket és elősegítik az olvadást, magmaképződést. A B továbbá erősen inkompatibilis nyomelem, így ív vulkáni képződmények bazaltjaiban a B az olvadás mértékével arányos mennyiségben van jelen (Ryan & Langmuir 1993). Így azt várhatjuk, hogy a növekvő mértékű metaszomatikus hatásra fellépő olvadás során keletkező magmából képződő vulkanitok a **7.1.15. ábrán** jelzett trend mentén helyezkednek el. A B és a Nd közt a fluidmobilitási hajlamban mutatkozó különbség sokkal nagyobb, mint az inkompatibilitás-beli eltérés, ezért a Nd/B-arány inkább a forrásrégióban mutatkozó eltérésekre utal.

A nyugat-kárpáti vulkáni képződményeken belül a Zr/Nb-arány növekedésével a Nd/B-arány nem mutat szisztematikus változást (**7.1.15. ábra**). A kis Zr/Nb-arányú közép-szlovákiai mintáknak nagy a magmaforrás terület változatossága. A nyugat-kárpáti vulkáni területre a nagyobb Zr/Nb-arány jellemző, amelyhez alacsony Nd/B-arány társul. A Visegrádi-hg., Börzsöny, Mátra, valamint a Tokaji-hg. kis SiO_2-tartalmú kőzeteiben (< 60 t%) a parciális olvadás mértékének változásával a Nd/B-arány nem változik és alacsony (<3). A Mátra fiatalabb (< 14 Ma) kőzeteiben nagyobb a Nd/B-arány (**7.1.15. ábra**), azaz a magmaforrás régiót valamivel kevesebb fluidhatás érte. Valószínűleg itt nem a B-tartalmú fluidumoknak volt szerepe az olvadásban, ezért lehetséges hogy a Zr/Nb-arány növekedésével kis mértékben nőtt a fiatal mátrai vulkanitoknak a Nd/B-aránya. A közép-szlovákiai vulkáni területen a növekvő Zr/Nb-, kis mértékben csökkenő Nd/B-aránnyal jár együtt, lehetséges, hogy a növekvő mennyiségű B-gazdag metaszomatikus fluidumok hatására az olvadás mértéke nőtt. A közép-szlovákiai vulkáni terület alatt a kezdetben az olvadás mértéke nagyobb volt, majd idővel mind az olvadás mértéke, mind a fluidumok mennyisége csökkent.



7.1.15. ábra: A Zr/Nb vs. Nd/B-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen.

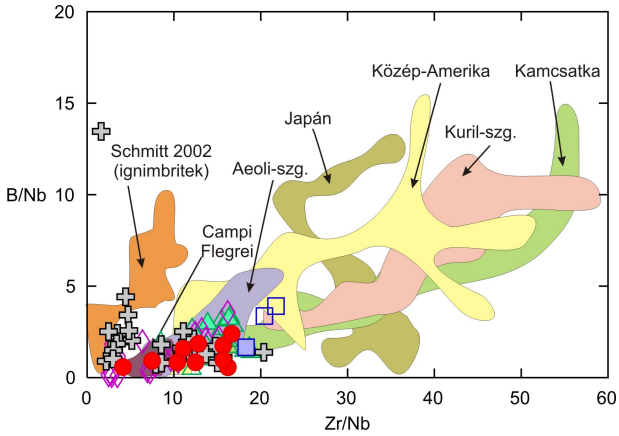
A Zr és a Nb is fluid immobilis elemek, arányukat, csak a parciális olvadás mértékében mutatkozó eltérések befolyásolják, míg Rb és a B hasonló inkompatibilitású elemek ezért az olvadás mértéke arányukat szinte nem fogja befolyásolni, de a B fluid mobilisabb a Rb-nál, ezért egyértelműen jelzi az alábukó lemezből származó fluidumok hatását. A Zr/Nb vs. Rb/B diagramon (**7.1.16. ábra**) egyértelműen látszik, hogy a közép-szlovákiai vulkáni területen az erősebben metaszomatizált régiókban az olvadás mértéke nagyobb volt. A fiatal mátrai kőzetek Rb/B-arány is nagyobb akárcsak a Nd/B-arányuk, mint az idősebb mátrai kőzeteké. A fiatal mátrai kőzetek keletkezésekor a parciális olvadás mértékben jelentősen nem változott. A Tokaji-hg. alacsony SiO_2-tartalmú kőzeteinek Nd/B-arányában sincsenek nagy különbségek.



7.1.16. ábra: A Zr/Nb vs. Rb/B-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen kevésbé differenciált kőzeteiben (SiO_2< 60 t%). A Rb/B arány a magmaforrás régióra gyakorolt fluidhatás, míg a Zr/Nb-arány a parciális olvadás mértékét mutatja. A kettő együttes változása pedig a metaszomatikus fluidumok olvadásra gyakorolt szerepét szemlélteti, hasonlóan Ryan et al. (1996b) La/Sm vs. B/Be diagramjához.

Modellezve a parciális olvadást (**7.1.15. ábra** és **7.1.16 ábra**), az SK8-as mintával megegyező összetételű kőzetből kiindulva 10%-os részleges olvadás a keletkező olvadék Zr/Nb-arányát jelentős mértékben növeli (Zr/Nb változás ~ 16), a Nd/B-arányt viszonylag kisebb mértékben emeli (Nd/B változás ~5,5), míg a Rb/B-arány 1%-os olvadásnál nagyon lecsökken (-4,8), de 1-től 10%-os részleges olvadás változás során szinte nem változik (~ 0,05). Az SK8 kiindulási kőzet B-tartalma 7,41 µg/g, amelynek 10%-os olvadása esetén a képződő olvadék B-tartalma 68 µg/g, 10%-nyi olvadás során visszamaradó kőzet B-tartalma 0,6 µg/g lesz.

A **7.1.17. ábrán** a nyugat-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek Zr/Nb és a B/Nb-arányait összehasonlíthatjuk szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (pl. Kamcsatka, Japán-szg., Kuril-szg., Közép-



7.1.17. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területen a Zr/Nb és B/Nb-arányok egymáshoz való viszonya összehasonlítva szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997, 2001; Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001).

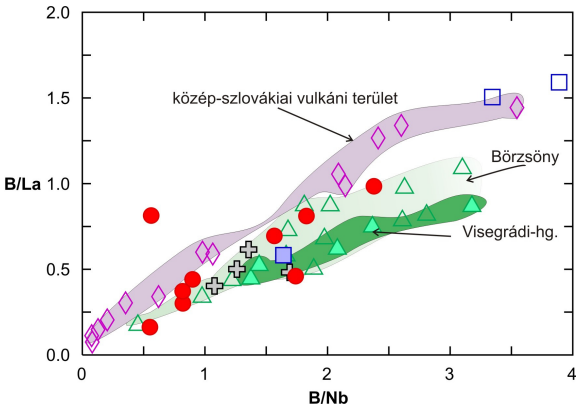
Amerika mészalkáli vulkánjai, Aeoli-szg., Campi Flegrei). A nyugat-kárpáti vulkáni terület Zr/Nb és B/Nb-arányai viszonylag alacsony értéket mutatnak átfedésben a Flegrei mezők (Tonarini et al. 2004) és az Aeoli-szigetek adataival (Tonarini et al. 2001). Ezekhez a területekhez képest a Kamcsatka (Ishikawa et al. 2001), a Kuril-szigetek (Ishikawa et al. 1997) és a közép-amerikai (Leeman et al. 1994) mészalkáli vulkanitok mind a Zr/Nb-, mind a B/Nb-arányokban nagyobb változatosságot mutatnak. A Tokaji-hegységből és a közép-szlovákiai vulkáni területről vizsgált riolitok Zr/Nb-aránya alacsony, míg B/Nb-arányuk változatos, és a Schmitt (2002) által vizsgált ignimbritek nyomelem arányaival mutatnak hasonlóságot.

Összefoglalva: A nyugat-kárpáti vulkáni területek alatt a magmaforrás régiók parciális olvadásának mértéke hasonló volt. Azaz a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny-Visegrádi-hg., a Mátra és a Tokaji-hg. kőzeteinek Zr/Nb-arányai átfednek egymással. Egyedül a közép-szlovákiai vulkáni területen a fiatalabb mészalkáli és alkáli kőzeteknek alacsonyabb a Zr/Nb-aránya, de Nd/B-arányuk nagyobb változatosságot mutat. A cserháti minták pedig nagy mértékű olvadást és szintén jelentős fluid hatást jeleznek. A közép-szlovákiai terület alatt a fluidumoknak szerepe lehetett a részleges olvadás mértékének növelésében. A nagy fluid mobilitású inkompatibilis B mennyisége kis mértékű olvadás esetén nagyon magas, de az olvadás mértékének a növekedésével csökken az olvadék fázisban. A Nd/B-, és Rb/B-arány változása a metaszomatikus fluidumok forrásrégióra gyakorolt hatását jelzi erőteljesebben, mint az olvadás mértékében történt változásokat. Kis mértékű (<1%) olvadás esetén a Nd/B és a Rb/B-arány is jelentős mértékben lecsökken, de 1%-nál nagyobb mértékű olvadás a Nd/B- és a Rb/B-arányt már egyáltalán nem befolyásolja, így az arányok segítségével különbséget tehetünk a kis és nagy mértékű olvadás közt.

7.1.4. Magmaforrás kontamináció a nyugat-kárpáti vulkáni területen

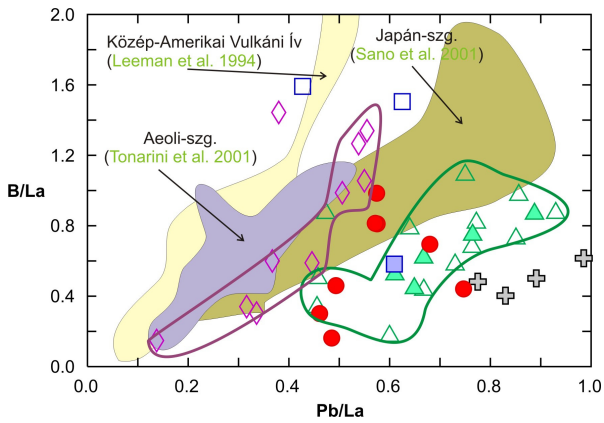
Az alábukó üledékek, vagy az óceáni lemez olvadása kevésbé fontos szerepet játszik a köpenyék B-tartalmának növekedésében, mint azok dehidratációja során felszabaduló fluidumok által a köpenyékbe szállított B (Leeman et al. 1994; Brenan et al. 1998a,b). A B vizes fluidumokkal könnyen mobilizálódik, az alábukó lemez mindössze 7%-os víz vesztése a B 99%-át elviszi, az eredeti víztartalom 30%-ával a B 99,6%-a távozik (Rose et al. 2001). Amennyiben az alábukó, átalakult óceáni bazaltok (AOB=*altered oceanic basalt*) B-koncentrációja 10 µg/g, és a $D_{fluid/kőzet}$=50 (megoszlási együttható), a dehidratáció során távozó fluidumok akár 500 µg/g B-t is tartalmazhatnak (Rose et al. 2001). Mindössze 0,03 %-nyi fluidum hozzáadásával a köpenyék anyagának B-tartalma 1,5 µg/g-ra növekszik (Stolper & Newman 1994). Még ez a kis B-tartalom is két nagyságrenddel nagyobb a kimerült MORB köpeny adatokhoz (Chaussidon & Marty 1995) képest. A szubdukcióhoz kapcsolódó magmák MORB-hoz képest nagy B/Be és B/Nb-aránya olyan magmaforrás régióra utal, amelyet az alábukó lemezből származó B-gazdag fluidumok metaszomatizáltak (Ryan & Langmuir 1987; 1993; Ryan et al. 1995, Morris et al. 1990; Ishikawa & Nakamura 1994).

A magmaforrás területre gyakorolt fluid hatást úgy célszerű vizsgálni, hogy kizárjuk a frakcionációs kristályosodás és az alsó-, vagy felsőkéreg asszimilációját, valamint a parciális olvadás mértéknek változása által okozott inkompatibilis elem változatosságot. Az FC és AFC folyamatok inkompatibilis nyomelem aránypárokkal, míg a parciális olvadás zavaró hatása közel azonos mértékben inkompatibilis nyomelemek arányba állításával kerülhető ki. A fluid hatás pedig erősen fluidmobilis nyomelemekkel modellezhető. Így adott a B, amely az egyik leginkább fluid-mobilis és erősen inkompatibilis elem. Hozzá hasonlóan inkompatibilis elemek pl. a Rb, Cs, Ba, Nb, és a La. Ezek az elemek közül a Nb és a La nem fluid-mobilis, így a B/Nb illetve a B/La-arányok egyértelműen jelzik az alábukó lemezből és üledékekből származó fluidumoknak a magmaforrás régiójára gyakorolt hatását (pl.: Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994; Leeman & Sisson 1996). A Nyugati-Kárpátok összes vizsgált vulkáni területén a B/Nb- és a B/La-arányok pozitív korrelációt mutatnak (**7.1.18. ábra**), jelezve a fuid-mobilis elemek forrásrégióra gyakorolt hatását.



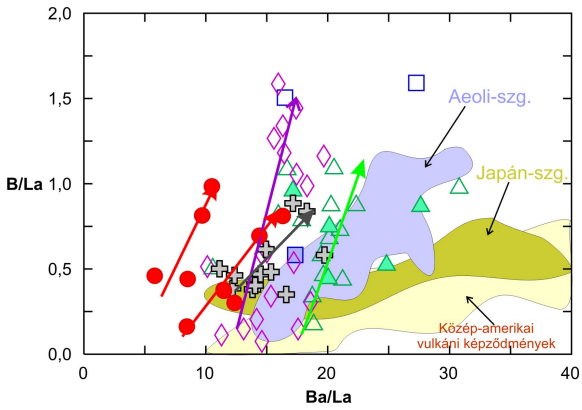
7.1.18. ábra: A B/Nb vs. B/La-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területeken pozitív korrelációt mutatnak.

Természetesen más fluid-mobilis/immobilis elemarányokat, mint pl. a Ba/Nb, Ba/La, vagy Pb/La is gyakorta használnak vizes fluid metaszomatózis kimutatására. A **7.1.19. ábra** a nyugat-kárpáti vulkáni kőzetek Pb/La és B/La-arányait ábrázolja. A közép-szlovákiai vulkáni terület és a Börzsöny-Visegrádi-hg. kőzetei is pozitív B/La és Pb/La korrelációt mutatnak, akárcsak az Aeoli-szigetek, a Japán-szigetek, illetve a Közép-Amerikai mészalkáli vulkáni képződményei. Összességében a közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteinek Pb/La-aránya kisebb, mint a Börzsöny-Visegrádi-hg., a Mátra és a Tokaji-hg. kőzeteinek, ami a magmaforrás területre ható fluidumok eltérő eredetére utalhat.



7.1.19. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület (SiO_2< 60 t%) kőzeteiben az Pb/La és a B/La-arányok egymáshoz való viszonya, összehasonlítva az Aeoli-szigetek (Tonarini et al. 2001), a Japán-szigetek (Sano et al. 2001) és a Közép-Amerikai vulkánokról (Leeman et al. 1994) származó mintákkal.

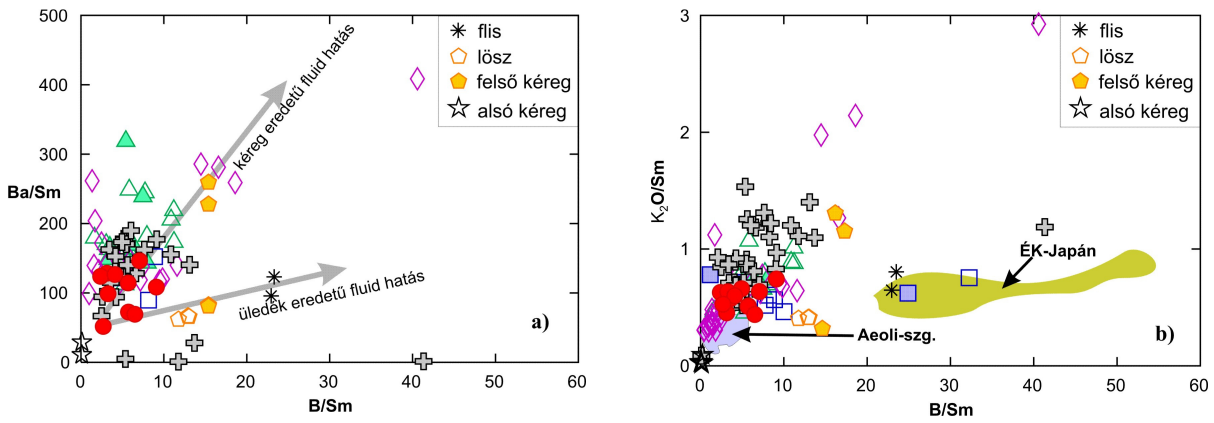
A B/La és a Ba/La-arányok közt is pozitív korreláció figyelhető meg az egyes területeken (**7.1.20. ábra**) hasonlóan az Aeoli-szigetek mészalkáli vulkáni képződményeihez. A közép-szlovákiai vulkáni terület a Börzsöny-Visegrádi-hegységtől a Ba/La-arányok alapján is hasonló módon elkülönül, mint azt az Pb/La-arányok esetén is tapasztalhattuk. A Börzsöny-Visegrádi-hg. kőzeteinek nagyobb az Pb- és a Ba-tartalma is, eltérő magmaforrás régióra utalhat. Érdekes módon a Mátra és a Tokaji-hg. amelynek nagyobb volt az Pb-tartalma, mint a közép-szlovákiai kőzeteknek, nem tartalmaznak több Ba-ot, sőt a Mátrában kevesebb a Ba, a Tokaji-hg kőzeteiben pedig hasonló mértékű mint a közép-szlovákiai területen. A B/La-arány alapján a nyugat-kárpáti területek nem különíthetők el egymástól, az adott tartományban értékeik egymással átfednek, azaz a B-tartalmú fluidumok forrásrégióra gyakorolt hatása hasonló volt az egész terület alatt. A Börzsöny-Visegrádi-hg., a Mátra és a Tokaji-hegység andezitjeinek B/fluid-immobilis elemaránya valamivel szűkebb határok közt



7.1.20. ábra: Ba/La vs. B/La-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen a Tokaji-hg. riolitjait kivéve. Összehasonlításként az Aeoli-szg. és a Japán-szg.-ről származó adatok (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001; Leeman et al. 1994).

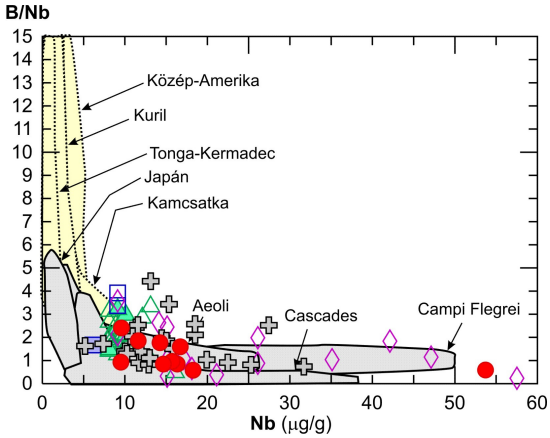
változik, mint a közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteiben. A különböző területek kőzeteinek nyomelem arányaiban mutatkozó eltérések a forrásrégiók közti különbségekre és az eltérő eredetű metaszomatikus fluidumokra vezethetők vissza.

A magmaforrás régiót metaszomatizáló fluidumok származhatnak az alábukó üledékes anyagból, illetve az átalakult óceáni kéregből. A kétféle fluidum hatás jól elkülöníthető a B/Sm és a Ba/Sm-, illetve K_2O/Sm-arányokkal. A B/Sm-arány inkább az alábukó üledékekből származó fluidumokban nagyobb, míg a Ba/Sm- és a K_2O/Sm-arányok az alábukó, átalakult óceáni kéregből (AOC) származó fluidumokban nagyobbak (**7.1.21. ábra**; Sano et al. 2001). A nyugat-kárpáti vulkáni területen a Ba/Sm- és a B/Sm-arányok is alacsonyak a Kárpát-Pannon térség többi mészalkáli kőzeteihez képest. Azonban a nyugat-kárpáti vulkáni területen a Ba/Sm-arány a B/Sm-arányhoz viszonyítva nagyobb (**7.1.21. a ábra**), ami kéregből származó fluid hatást sejtet. A felsőkéreg átlag összetételre utaló minták (**6.4. fejezet**) Ba/Sm-aránya is nagyobb a B/Sm-hoz képest. A flis és a lösz minták, mint a lehetséges kontamináló üledékkel hasonló összetételű kőzetek kis Ba/Sm- és nagy B/Sm-arányukkal a diagramon elkülönülnek a vizsgált vulkanitoktól. Amennyiben a nyugat-kárpáti vulkáni terület alatti magmaforrás régiók összetételét az alábukó üledékből származó fluidumok nagy mértékben befolyásolták volna, akkor a minták nagy része a kis Ba/Sm-, nagy B/Sm-arányú trendre esne. Egyes mintákban nem sikerült Ba-koncentrációt mérni. A Ba-hoz hasonlóan a K_2O is fluidmobilis elem, és a kéreg eredetű fluidumok jelzője. A nagyobb B/Sm-arányú és kisebb K_2O/Sm-arányú flis és lösz minták egy egyenesre esnek (**7.2.21. b ábra**), míg ettől a többi nyugat-kárpáti vulkáni minta eltér a magasabb K_2O/Sm-arányú granodiorit és felső kéreg trend irányába. A nyugat-kárpáti vulkáni terület forrásrégióit inkább a kéregből (alábukó, vagy kontinentális alsókéreg), mintsem az üledékből származó fluidumok gazdagították, hasonlóan az Aeoli-szg. vulkánitjaihoz (Tonarini et al. 2001), míg ÉK-Japán (Sano et al. 2001) vulkáni kőzetei erőteljes üledékes eredetű fluid



7.1.21. ábra: a) A nyugat-kárpáti vulkáni területen a B/Sm vs Ba/Sm-arányok egymáshoz való viszonya. A diagrammon alsókéreg és lösz és flis üledékek összetétele is szerepel; **b)** K_2O/Sm-arány hasonlóan a Ba/Sm-arányhoz kéreg eredetű fluidom jelzője. (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001)

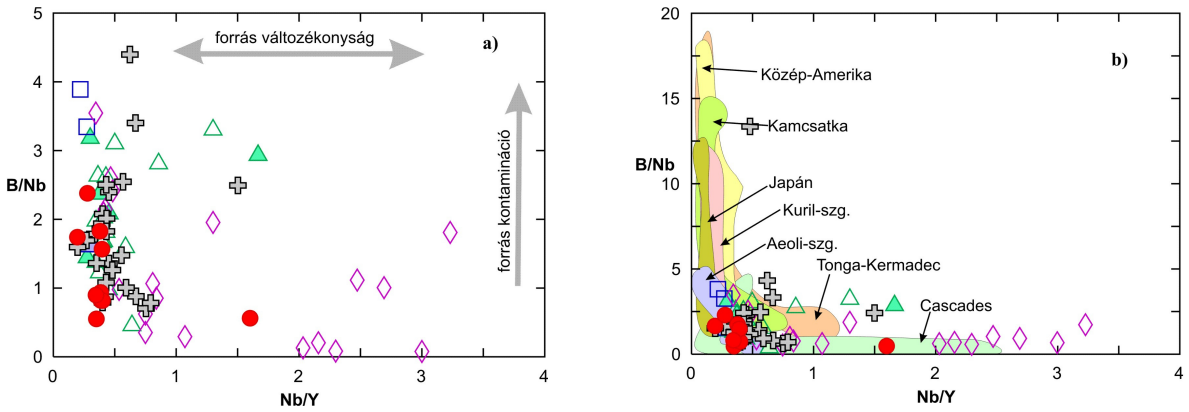
hatást szenvedtek (**7.1.21. b ábra**). A közép-szlovákiai vulkáni kőzetek B/Sm-aránya nem mutat szisztematikus változást a Ba/Sm-arányokkal, amit a különböző mértékben metaszomatizált alsó kéreg anyag beolvasztása eredményezhet.



7.1.22. ábra: A nyugat-kárpáti mészalkáli vulkáni terület kőzeteinek B/Nb-arány a Nb-koncentráció függvényében összehasonlítva aktív szubdukciós zónákhoz köthető mészalkáli vulkáni területekkel. (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994, 2004; Leeman & Sisson 1996)

A nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli magmás kőzeteinek és az aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeinek B/Nb-arányát összehasonlítva a Nb-koncentráció függvényében (**7.1.22. ábra**), a térség kőzetei viszonylag kis B/Nb-arányt mutatnak (átlag B/Nb<4), ami a Cascade-hg. (Leeman et al. 2004), és az olaszországi vulkáni kőzetekre: Aeoli-szigetek (Tonarini et al. 2001), Campi Flegrei (Tonarini et al. 2004) jellemző. A közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteinek B/Nb-aránya kicsi, Nb-tartalma széles határok közt változik hasonlóan a Cascade-hg., és a Campi Flegrei kőzeteinek Nb-tartalmához. Leeman et al. (2004) szerint e vulkáni kőzetek olyan szubdukciós zónákban jöttek létre, amelyek esetében viszonylag magas hőmérsékletű (fiatal) óceáni lemez kis szögben bukik alá, ugyanis ilyenkor a B jelentős része az alábukás kezdeti szakaszában, az akkréciós prizma öv alatt, távozik. Az Aeoli-szigetek és a Campi Flegrei kőzetei viszont részben egy meredeken alábukó lemez felett, egy kontinentális extenziós övben keletkeztek (Orsi et al. 1999). Hasonló extenziós tektonikai környezethez kapcsolható a nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli magmatizmusa is (Harangi et al. 2007).

A Nb/Y-arány változatossága az eltérő magmaforrás régióra és az olvadás mértékében mutatkozó különbségre is utal (**7.1.23. ábra**). A közép-szlovákiai vulkáni terület kőzeteinek változékony Nb/Y-aránya tehát heterogén forrást sejtet, valamint a parciális olvadás mértékében



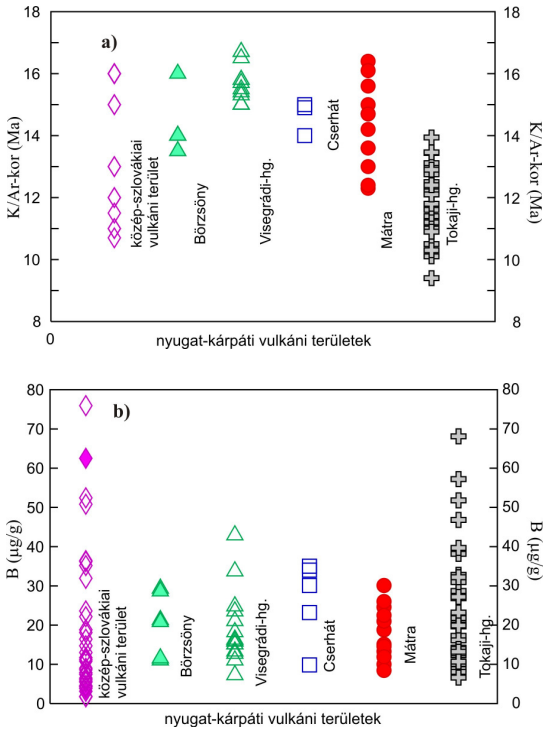
7.1.23. ábra: a) A magmaforrás változékonyságot jellemző Nb/Y-arány a B/Nb-arány függvényében a nyugat-kárpáti vulkáni területen; **b)** összehasonlítva szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (referencia lsd.: **7.1.22. ábra**).

való különbségeket jelzi (**7.1.23. a ábra**). A kis Y-tartalom azonban olvadás során visszamaradt gránátot is jelezheti (Harangi et al. 2007). A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny-Visegrádi-hg., a Cserhát, a Mátra és a Tokaji-hg. kis Nb/Y-arányú (<1) kőzetei litoszféra köpeny eredetre, és jelentős változatosságot mutató B/Nb-arányukkal eltérő mértékű forrás kontaminációra utalnak. A közép-szlovákiai vulkáni terület nagyobb Nb/Y-arányú (>1), asztenoszféra eredetű mintáiban a szubdukciós fluidumok hatása kisebb volt, akár csak a Cascade-hg. vulkanitjaiban (**7.1.23. b ábra**; Leeman et al. 2004).

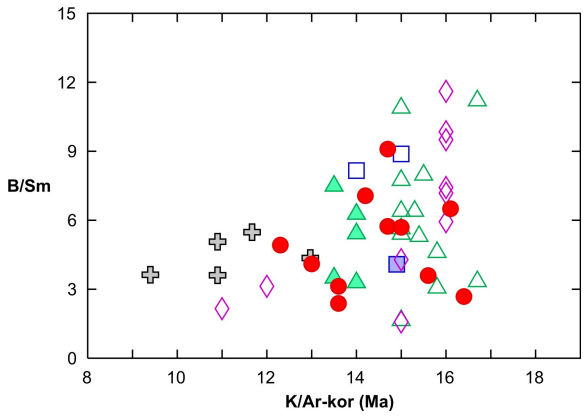
Összefoglalva: A forráskontaminációnak szerepe volt a nyugat-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek kialakulásában. Ezt alátámasztják a – MORB és OIB összetételhez képest – viszonylag nagy fluid-mobilis és inkompatibilis elem koncentrációk. A szubdukciós fluidumok nagy valószínűséggel az alábukó óceáni kéregből, mintsem az azon lévő üledékekből származnak, amit a B/Sm-arányhoz képest nagy Ba/Sm és K_2O/Sm-arányok is alátámasztanak. A Ba és a K_2O kéreg eredetre utalnak, ami nem feltétlenül az alábukó lemez kérgéből kerül az olvadékba, hanem a metaszomatizált alsókéreg, esetleg felsőkéreg anyag asszimilációja során is bekerülhet a magmába. A B a Ba-nál könnyebben mobilizálódik a metamorfózis előrehaladtával (Leeman et al. 1992), így sekély szögű alábukás esetén a B a Ba-hoz képest jóval kisebb mennyiségben jut el az olvadékképződési régióba. Az idősebb vulkanitok (kis Nb/Y, nagy Zr/Nb és változatos B/Nb-arányokkal) egy olyan litoszféra kőzet olvadásával keletkezhettek, amelyet korábbi kéreg eredetű szubdukciós komponensek különböző mértékben átalakítottak. A korábbi szubdukciós fluidumok által metaszomatizált, sekély litoszféra köpenyben nagyobb valószínűséggel őrződött meg a Ba, mint a B. A fiatalabb vulkáni képződmények (nagy Nb/Y, kis Zr/Nb és kis B/Nb-arányokkal) magmaforrás területe már egy kevésbé kontaminált asztenoszféra jellegű anyag lehetett. Harangi et al. (2001) az $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány alapján köpeny eredetű olvadék és metaüledékes alsókéreg anyag teljes mértékű keveredését feltételezték a nyugat-kárpáti vulkáni terület nyugati része alatt. A teljes keveredési modell 20-25 % alsókéreg komponenst feltételez, továbbá kizárja a forrás kontamináció és a felsőkéreg asszimiláció lehetőségét a gránát-tartalmú andezitek képződése során (Harangi et al. 2001). Harangi et al. (2007) is a metaüledékes alsókéreg anyag beolvasztásának uralkodó szerepét hangsúlyozza a nyugat-kárpáti vulkáni kőzetek kémiai összetételének kialakításában. Az alsó kéreg anyag beolvasztása valamivel nagyobb mértékben növeli a Ba/Sm- és K_2O/Sm-arányokat, mint a B/Sm-arányokat. A Ba és a B-koncentrációk is jóval nagyobbak a vulkáni kőzetekben, mint amit az átlag alsókéreg megolvasztásával kapunk. Nagy valószínűséggel a felsőköpeny anyagára hatottak a korábbi metaszomatikus fluidumok, de nem beszélhetünk nagy mennyiségben alábukó B-gazdag üledékes anyag hatására történő metaszomatózisról.

7.1.5. Bórkoncentráció idő és térbeli változása a nyugat-kárpáti vulkáni területen

A nyugat-kárpáti vulkáni területen a mészalkáli vulkanizmus 16,5 millió évvel ez előtt (Konecny et al. 1995a; Pécskay et al. 1995b) (**7.1.24. a ábra**). A térség legfiatalabb mészalkáli kőzetei (10,5 és 9 Ma) a közép-szlovákiai vulkáni területen és a Tokaji-hegységben találhatók. A közép-szlovákiai vulkáni területen, a Mátrában és a Tokaji-hegységben vizsgált kőzetek 4-5 millió év idő intervallumban képződtek. A vizsgált kőzetek korában mutatkozó változatosság kisebb (1-2 millió év) a Börzsöny-Visgerádi-hg. és a Cserhát területén. Az ív mentén a közép-szlovákiai vulkáni terület és a Börzsöny-Visegrádi-hegységtől keleti irányba a Cserhát, a Mátra és a Tokaji-hg. felé a vulkáni kőzetek B-tartalmában (**7.1.24. a ábra**) és korában (**7.1.24. b ábra**) nem mutatkozik szisztematikus változás. A vulkanizmus széles idő intervallumban, de az egész nyugat-kárpáti vulkáni ív mentén közel folyamatosan, egyszerre zajlott. Érdekes tehát megnézni, hogy a vulkanizmus időbeli eloszlásával miként módosult a B-tartalom. Az erősen differenciált kőzetek, valamit a frakcionációs kristályosodás és a kéreg anyagának asszimilációja befolyással lehet a kőzete B-tartalmára (lsd. **7.1.1.** és **7.1.2. fejezetek**), ezért a kőzetek magmaforrás területére ható fluid metaszomatózis idő és térbeli változásának megfigyeléséhez érdemes a kevésbé differenciált kőzeteknek a B/immobilis elmearányát vizsgálni. A **7.1.25. a ábrán** látszik, hogy a B/Sm-arány az egész nyugat-kárpáti vulkáni ív andezit és bazaltos andezit kőzeteiben nagy szórást mutat. Az idősebb kőzetekben B/Sm-arány nagyon változatos, míg a fiatalabb kőzetekben a B/Sm értéke kisebb. A közép-szlovákiai vulkáni területen van a legnagyobb változatosság a

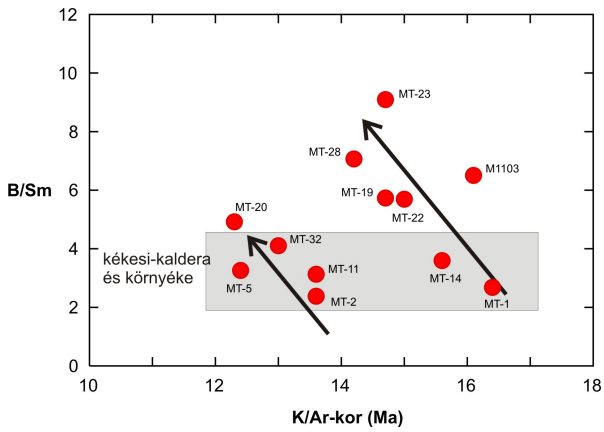


7.1.24. ábra: **a)** A nyugat-kárpáti vulkáni területen a vizsgált mészalkáli vulkáni kőzetek K/Ar-kora (Pécskay et al. 199a,b) és **b)** B-koncentráció eloszlása (Gméling et al 2005).



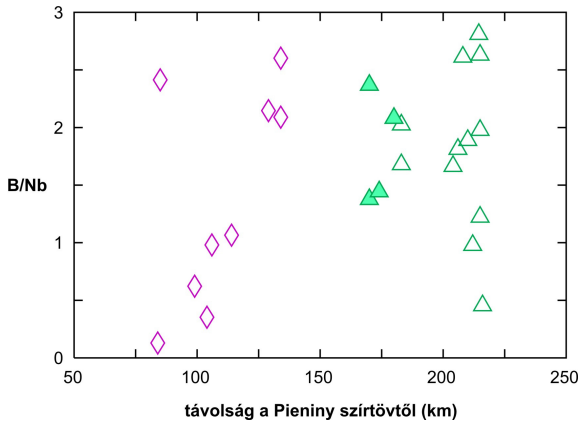
7.1.25. a ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület kevésbé differenciált (SiO_2< 60 t%) kőzeteinek B/Sm-arány a kőzetek K/Ar-korának függvényében.

vizsgált kőzetek korában és B/Sm-arányában, ahol közel szisztematikus változás figyelhető meg: a kőzetek korával B/Sm-arányuk lecsökken. A Börzsönyből vizsgált minták fiatalabbak, mint a Visegrádi-hg. vizsgált kőzetei és B/Sm-arányuk kevésbé ingadozik. A Cserhátból túl kevés minta áll rendelkezésünkre messzemenő következtetésekhez. A Mátra keleti részéből vizsgált kőzetek K/Ar-kora és B/Sm-aránya közt érdekes összefüggés van (**7.1.25. b ábra**). A képződési koruk alapján két csoportra oszthatók: az idősebb kőzetek (> 14 Ma) B/Sm-aránya változatosabb, míg a fiatalabbaké (< 14 Ma) kisebb ingadozást mutat. Mindkét csoporton belül a kőzetek K/Ar- korának csökkenésével nő a B/Sm-arányuk. A mintavételi pontok helyzete és a kőzetek B/Sm-aránya alapján is elkülöníthető két csoport: a kis B/Sm-arányú csoport a kékesi-kaldera és környezetéből származó kőzeteket foglalja magába, míg a többi vizsgált mintának nagyobb B/Sm-aránya. A Tokaji-hg. vizsgált mintái közül a kevésbé differenciáltak a vulkáni aktivitás vége felé képződtek és B/Sm-arányuk viszonylag alacsony, bár a közép-szlovákiai fiatal vulkanitokéhoz képest magasabb (**7.1.25. a ábra**).

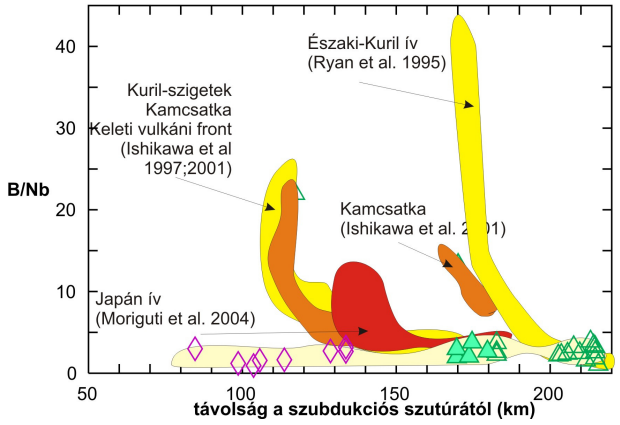


7.1.25. b ábra: A Mátra vizsgált mészalkáli kőzeteinek B-tartalma és K/Ar-kora közti összefüggés.

Szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területeken megfigyelték az alábukás ívére merőlegesen a kőzetek B-tartalmának csökkenését (pl. Ryan et al. 1995; Ishikawa et al. 1997; 2001). Amennyiben a Pieniny szirtöv a feltételezhető szubdukciós szutúra nyoma, úgy arra a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. a lemez alábukásra merőlegesen elhelyezkedő képződmények. A nyugat-kárpáti vulkáni ívnek ezen a szakaszán



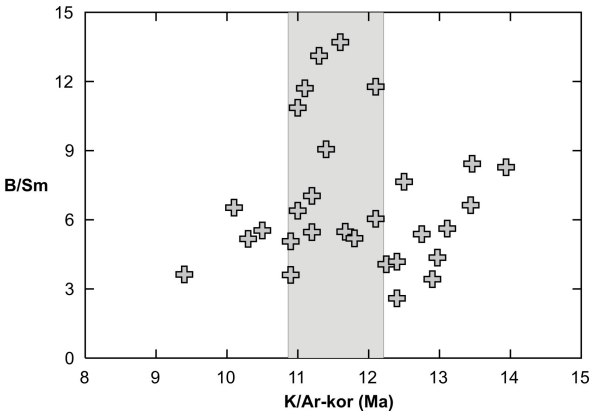
7.1.26. a ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. bazalt, andezit és dácit mintáinak B-tartalom változása a Pieniny szirtövtől való távolság függvényében (Gméling et al. 2005).



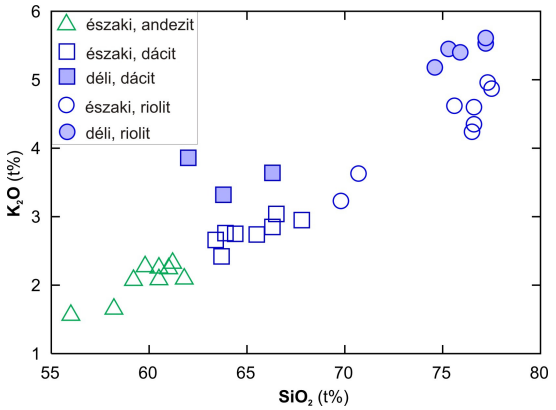
7.1.26. b ábra: A B/Nb-arány változása a szubdukciós fronttól, összehasonlítva aktív szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni területekkel.

azonban nem figyelhető meg a B/Nb-arány egyértelmű csökkenés az ív mögötti medence irányában (**7.1.26. a ábra**). A Börzsöny-Visegrádi-hegységben változatos a B/Nb-arány és nem mutat összefüggést a feltételezett szubdukciós zónától való távolsággal. A közép-szlovákiai vulkáni területen a B/Nb-arány csökkenését tapasztaljuk a feltételezett alábukási öv irányába, ami ellentétes más mészalkáli vulkáni ívek esetén tapasztaltakkal. Viszont a közép-szlovákiai vulkáni területen a vulkáni aktivitás idővel északi irányba húzódott. Azt is tapasztaltuk, hogy a területen a vulkáni tevékenység időbeli változásával a B/immobilis elemarány is csökkent. A közép-szlovákiai vulkáni területen a legfiatalabb mészalkáli bazaltok B-koncentrációja (4-14 µg/g) egy tartományba esik a későbbi alkáli bazaltok B-koncentrációjával (4-12 µg/g), ami fokozatosan csökkenő fluid hatást jelez magmaképződés közben, a forrásrégió változásának köszönhetően (**7.1.4. fejezet**). Nem csak a magmaforrás területet ért hatások változtak, hanem annak térbeli helyzete is. Összehasonlítva a vizsgált kőzetek B/Nb-arányát a Kuril és Kamcsatka vulkáni ívek, illetve a Japán szigetív B/Nb-arányával (Ishikawa et al. 1997; 2001; Ryan et al. 1995; Moriguti et al. 2004) egyértelmű, hogy nem mutatkozik fluidum csökkenés (**7.1.26. b ábra**) az ív mögötti medence irányába.

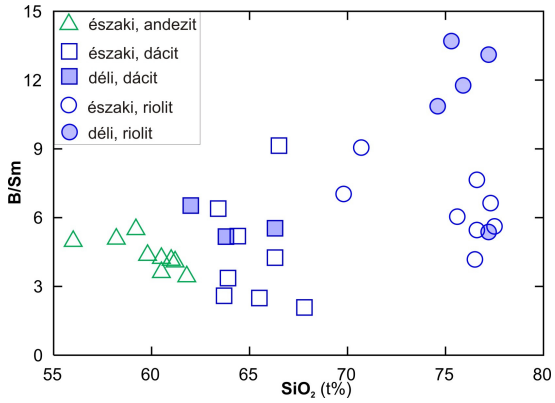
A Tokaji-hg. kőzeteinek nagy része dácit és riolit. A vizsgált andezit minták a hegység északi részén helyezkednek el. A Tokaji-hegységben a vizsgált kőzetek B-koncentrációja és területi elhelyezkedése, valamint időbeli változatossága közt nincs szoros összefüggés. A vulkanizmus kezdeti és végső szakaszában a képződő vulkanitok B/Sm-tartalma kisebb volt, mint a vulkanizmus fő szakaszában (11.5-12.5 Ma), amikor a nagyobb B-tartalmú (> 40 µg/g) erősen differenciált perlitek és riolitok képződtek (**7.1.27. ábra**). A Tokaji-hegység déli részéről származó riolitokban káliföldpát fenokristályok vannak (Ilkeyné 1972), amelyek a hegység északi részén található káliföldpát mentes riolitokhoz képest K_2O-ban gazdagok (**7.1.28. a ábra**). Hasonló eltérés a dácit és riolit kőzetek B/Sm-arányában is megmutatkozik, azaz a Tokaji-hg. déli részén a dácitok és riolitoknak nem csak a K_2O-koncentrációja, hanem a B/Sm-aránya is magasabb (**7.1.28. b ábra**).



7.1.27. ábra: A Tokaji-hg. kőzeteinek B-tartalma és K/Ar-kora közti összefüggés. A vulkanizmus fő szakaszában képződő perliteknek és riolitoknak a legmagasabb a B-koncentrációja.



7.1.28. a ábra: A Tokaji-hg. dácitjai és riolitjai a hegység északi és déli részén K_2O-tartalmukban elkülönülnek egymástól.



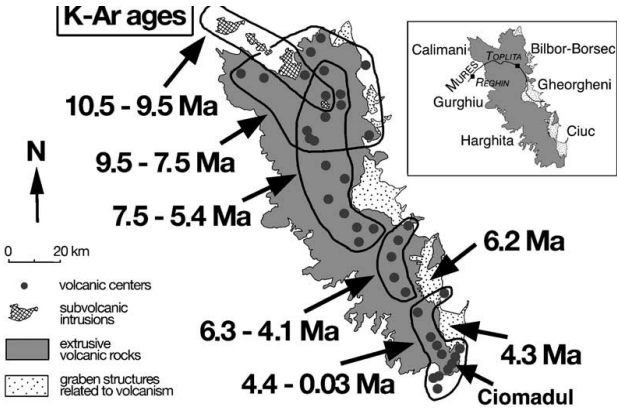
7.1.28. b ábra: A Tokaji-hg. dácitjainak és riolitjainak B/Sm-arány a hegység déli részén magasabb.

Összefoglalva: A nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzetei szubdukciós komponenseket tartalmaznak (LILE, LREE), ami a forrásrégió metaszomatikus fluidumokkal való gazdagodására utal. A kőzetek radiometrikus kora és ív menti helyzete, valamint fluid-mobilis elemtartalma (különös tekintettel a B-ra) közt nincs szisztematikus összefüggés, ami eltér az aktív szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni területek mentén tapasztaltaktól. Ebből szintén arra következtethetünk, hogy a terület vulkáni folyamatai és a feltételezett lemezalábukás közt nem áll fenn szoros kapcsolat. Amennyiben óceáni lemez szubdukálódott a kontinentális lemez alá a nyugat-kárpáti területen, úgy az alábukás a vulkanizmust millió évekkel megelőzte. A litoszféra anyagát az alábukó lemezből származó metaszomatikus fluidumok szubdukciós komponensekkel gazdagították. A metaszomatizált litoszféra köpeny anyag nyomáscsökkenés hatására megolvadt, és az olvadék a felszínre kerülése során az alsókéreg anyagának egy részét magába olvasztotta. Az ív mentén változatos metaszomatózis és a millió évekig megőrzött szubdukciós nyomok miatt a nyugat-kárpáti vulkáni terület alatt a kőzetek kora és B/immobilis elemaránya közt nincs szisztematikus összefüggés. A közép-szlovákiai vulkáni terület alatt a magmaforrás területe idővel változott, egy kimerültebb, szubdukciós fluidumokkal kevésbé átitatott anyag olvadt meg, közelebb a feltételezhető szubdukciós zónához. A Tokaji-hg. kőzetei térben és időben szintén nem mutatnak szisztematikus változást a B-adatokkal. A vizsgált minták közül andezitek, csak a hegység északi részén vannak, de kőzetek többsége dácit és riolit, amelyek az északi és a déli területeken kissé eltérő kémiai összetételt mutatnak. A dácitoknak és riolitoknak a hegység déli részén nagyobb a K_2O-tartalma és a B/Sm-aránya, ami káliföldpát kristályosodással hozható kapcsolatba.

7.2. Kelet-kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai összefüggései

A flis üledékek felgyűrődése alapján számított aktív szubdukciós időszak a paleocéntől a korai miocénig tartott a Keleti-Kárpátok területén. Az alábukás szöge, sebessége és az alábukó anyag összetétele (Sigmarsson et al. 1990; Gill et al. 1993; Elliott et al. 1997), illetve az olvadás mértéke nagyban befolyásolja a szubdukció és a magmatizmus közti időeltolódást. Átlag 2,5 cm/év lemezalábukási sebességet (Roca et al. 1995), folyamatos szubdukciót és 60°-os alábukási szöget feltételezve, 5-7 millió év kellett ahhoz, hogy a lemez elérje a 80-120 km-es magmaképződési mélységet. A kelet-kárpáti vulkáni ív képződményei (Kelemen-havasok, Görgényi-havasok, Észak-Hargita és Dél-Hargita) posztkollíziós vulkanizmus eredményei (Seghedi et al. 1998). Mason et al. (1998) szerint 5-10 millió év telt el az óceáni lemez szubdukciója és a vulkanizmus kezdete közt.

A kelet-kárpáti vulkáni terület 18 vulkáni központja (Mason et al. 1995) körülbelül 11 millió éven keresztül volt aktív (Pécskay et al. 1995a,b; 2006). A kontinentális kollízió az alábukó lemez fokozatos, délkeleti irányba való letörését eredményezte (Tomek & Hall 1993; Mason et al. 1998; Seghedi et al. 1998; Wortel & Spakman 2000; Sperner et al. 2002). Ezt követte a magmatizmus fokozatos migrációja északnyugatról délkeleti irányba (**7.2.1. ábra**; Pécskay et al. 1995a,b; Szakács & Seghedi 1995). Jelenleg a lemezletörés a kelet-kárpáti vulkáni terület déli része alatt, sekély mélységben (< 50 km) végső szakaszában van. A lemezletörési ablakot („*slab window*”) forró asztenoszféraköpeny anyag tölti ki. A még le nem tört lemez közel vertikális pozícióban helyezkedik el (Vrancea zóna), ami közepes mélységű (60-180 km) szeizmicitást okoz (Oncescu et al. 1984; Oncescu & Bonjer 1997; Fan et al. 1998; Sperner et al. 2001, 2004). A Dél-Hargita területén nagy K-tartalmú mészalkáli és shoshonitos összetételű kőzetek találhatók (Szakács et al. 1993; Mason et al. 1998, Seghedi et al, 2004a; Seghedi et al. 2005). A Dél-Hargitában a legutolsó kitörés valószínűsített kora 20-30 ka (Pécskay et al. 2006). Érdemes megjegyezni, hogy e vulkanitok kémiai összetételében mutatkozó eltérések egy mélyszerkezeti vonalhoz, a Trotus-vonalhoz köthetők, amely két különböző termomechanikai tulajdonságokkal rendelkező kéregblokkot választ el egymástól (Cloetingh et al. 2004). A terület mészalkáli kőzetei, MORB kőzeteket is eredményező, kimerült



7.2.1. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek K/Ar-koreloszlása (Pécskay et al. 1995a,b; Szakács & Seghedi 1995).

köpenyforrásból származhatnak (Mason et al. 1996) magmaképződési modellje alapján. Az olvadékok forrásrégióját vizes fluidumok és/vagy az alábukó lemezből, vagy a rajta található üledékekből származó olvadékok metaszomatizálták. A forrásrégió változott a magmatizmus során (Mason et al. 1998), a kimerülttől egy gazdagodottabb köpenyig, amely végül K-gazdag magmákat eredményezett. A K-gazdag adakit-szerű mészalkáli magmák képződése Seghedi et al. (2010) szerint a meredeken alábukó és részben megolvadó Moesiai lemez mentén, a köpenyék sarkában történő olvadék áramlások (*corner flow*) eredménye, amely olvadék az alsókéregben tovább differenciálódott. Ez a folyamat egyidőben játszódott le az alábukó lemez leszakadásával a Trotus-törés mentén, amely reológiailag két eltérő lemez határa.

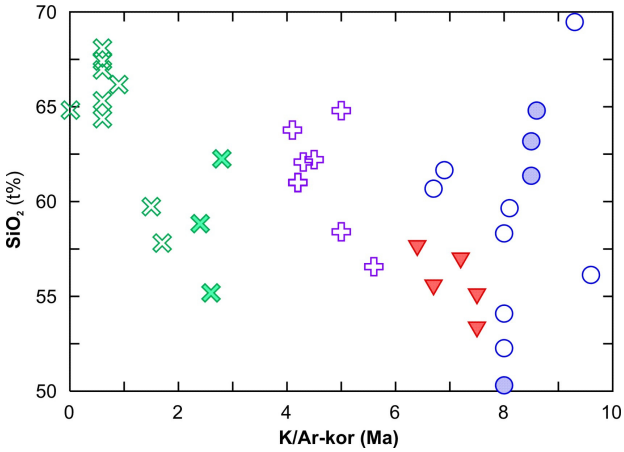
A kelet-kárpáti vulkáni terület magmáinak petrogenetikai fejlődésében a kéreganyag beolvasztásának, különböző fokú frakcionációs kristályosodásnak, és a magmakeveredésnek is jelentős szerepük volt (Mason et al. 1995, 1996). A következő alfejezetekben a kelet-kárpáti vulkáni terület képződményeinek bórgeokémiai vizsgálati eredményeit mutatom be a különböző kontaminációs és differenciációs folyamatokra, az alábukó lemezből és üledékekből származó metaszomatikus fluidumok szerepére, a képződési korra, és a területi elhelyezkedésre való tekintettel.

Jelmagyarázat a kelet-kárpáti vulkáni terület képződményeit ábrázoló diagrammokhoz:

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

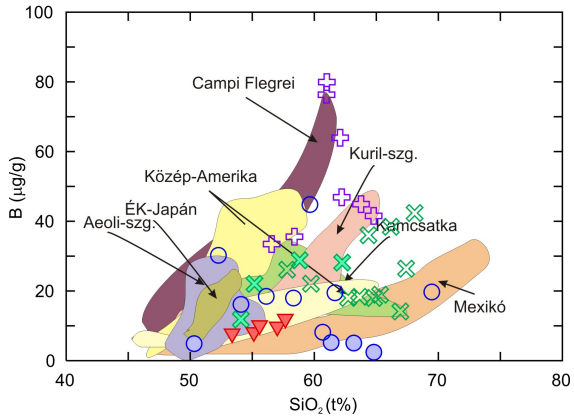
7.2.1. Frakcionáció a kelet-kárpáti vulkáni területen

A kelet-kárpáti vulkáni terület főként mészalkáli andezit, bazaltos andezit és dácit kőzetekből áll. Mason et al. (1995) szerint a frakcionációs kristályosodásnak jelentős szerepe volt a vulkáni kőzetek képződésében. A fokozatosan kristályosodó ásvány-együttesek az SiO_2-tartalom emelkedését eredményezték. A Kelemen-havasok területén a legnagyobb a kőzetek SiO_2-tartalmának változékonysága. A Görgényi-havasok és az Észak-Hargita területéről származó minták csökkenő K/Ar-korával SiO_2-tartalmukban növekedés tapasztalható (**7.2.2. ábra**). A Dél-Hargitában a Csomád kőzeteinek a legmagasabb az SiO_2-tartalma.



7.2.2. ábra: A vizsgált kőzetek SiO_2-tartalmának változása a K/Ar-koruk függvényében. A Görgényi-havasok és az Észak-Hargita kőzeteinek SiO_2-tartalma a K/Ar-koruk csökkenésével növekszik.

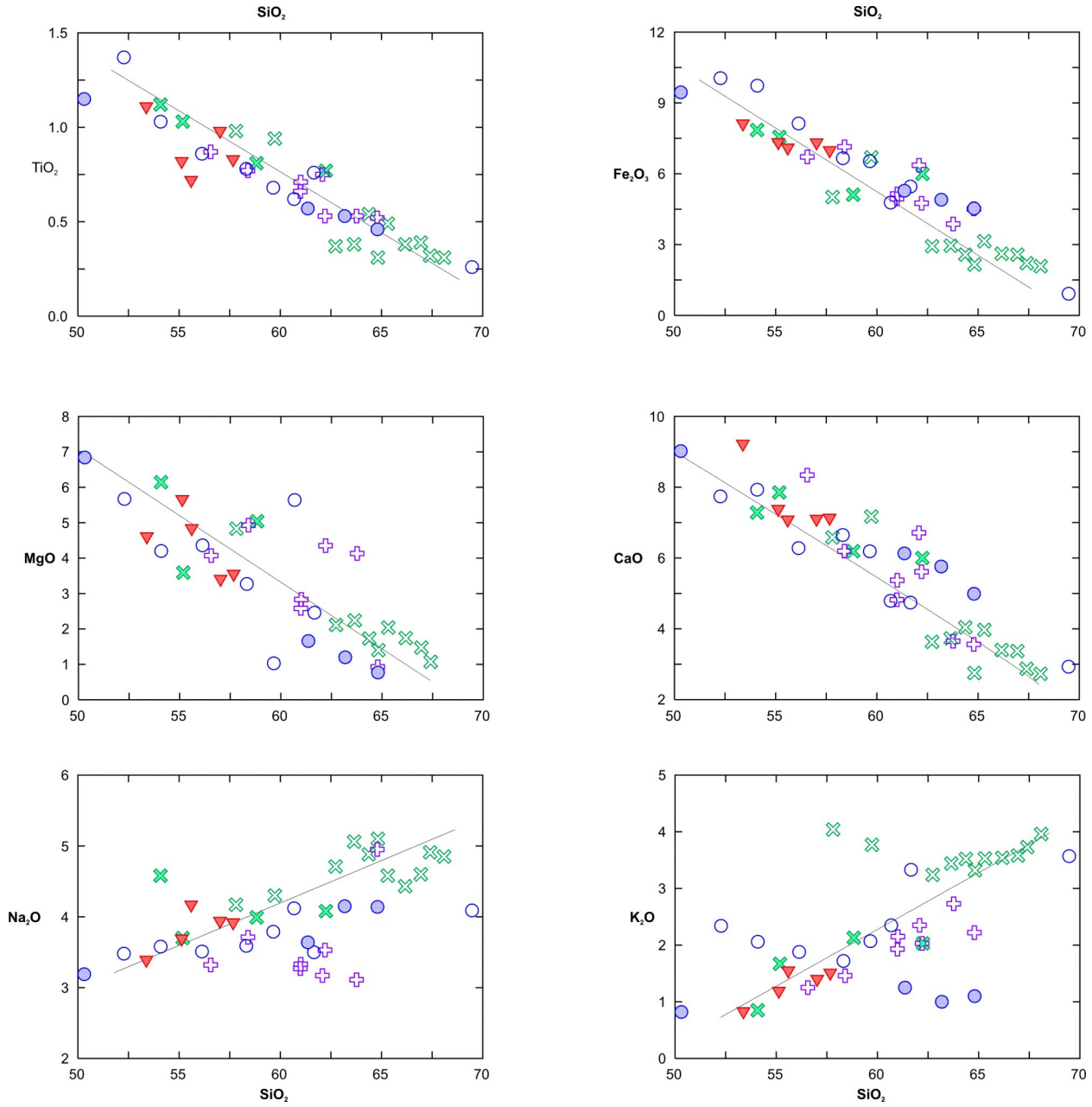
Az inkompatibilis B- és az SiO_2-tartalom között a szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli kőzetekben általában pozitív korreláció figyelhető meg (pl. Leeman et al. 1994). A kelet-kárpáti vulkáni terület képződményein belül hasonló jellegű szoros összefüggés csak a Görgényi-havasokbeli és a dél-hargitai minták esetében valószínűsíthető (**7.2.3. ábra**), amelyek a Kuril-szigetekre (Ishikawa et al. 1997), illetve a Kamcsatkára (Ishikawa et al. 2001) jellemző adatokkal mutatnak hasonlóságot. A kelet-kárpáti vulkáni képződmények SiO_2 és B-tartalma az összehasonlításképp ábrázolt vulkáni területek kémiai adatival nagyjából hasonló tartományba esik.



7.2.3. ábra: B-tartalom változása a SiO_2 függvényében a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva más, szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).

A vizsgált mintákban a főelemoxidok többsége jól definiálható lineáris trendet mutat a növekvő mértékű frakcionációs kristályosodást jelző SiO_2-tartalom változásával (Mason et al. 1995). A **7.2.4. a ábra** diagramjain negatív korreláció tapasztalható az SiO_2 és a TiO_2, Fe_2O_3,

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

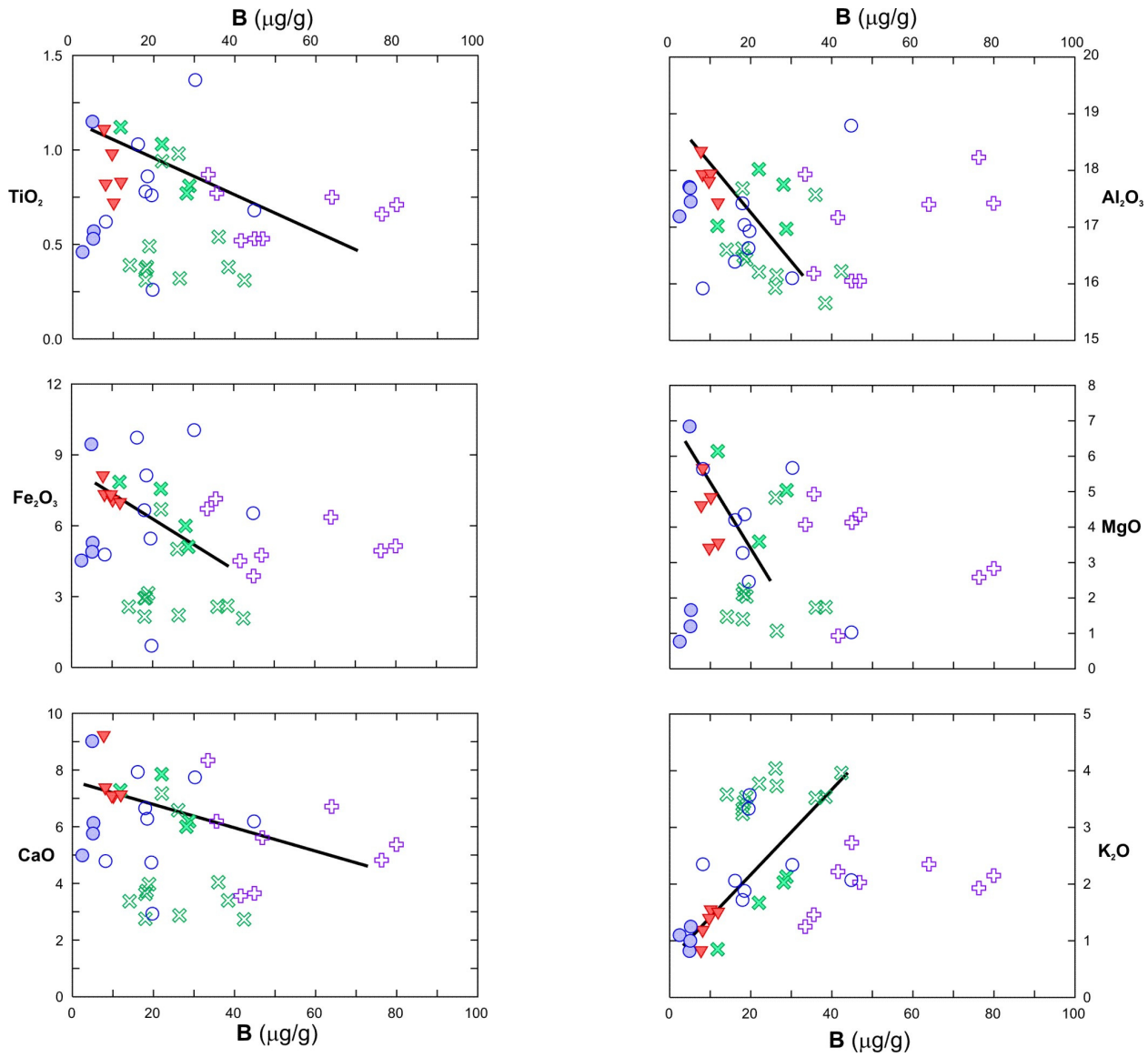


7.2.4. a ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációja (*t*%) az SiO_2-tartalom (*t*%) függvényében.

MnO, MgO és CaO koncentrációk közt a Kelemen-havasok, Görgényi-havasok és a Dél-Hargita vizsgált kőzetei esetében. Az Észak-Hargita kőzeteiben az SiO_2 vs. TiO_2, Fe_2O_3 és CaO erős negatív korrelációt mutat. Az Na_2O a Kelemen-havasok, Görgényi-havasok és a Dél-Hargita területén nő a differenciáltabb kőzetekben, míg az Észak-Hargita kőzeteiben közel állandó. Az SiO_2 és a K_2O közt szorosabb értelemben vett pozitív összefüggés a Görgényi-havasok, az Észak- és Dél-Hargita kőzeteiben tapasztalható. Ezek a korrelációs trendek a legbázisosabb kőzetekben olivin és klinopiroxén kristályosodására utalhatnak, míg a differenciáltabb kőzetekben klinopiroxén, ortopiroxén, plagioklász, amfibol, apatit, magnetit és ilmenit

frakcionálódott. A nagy K-tartalmú, erősen differenciált dél-hargitai mintákban biotit is kristályosodott (Mason et al. 1995).

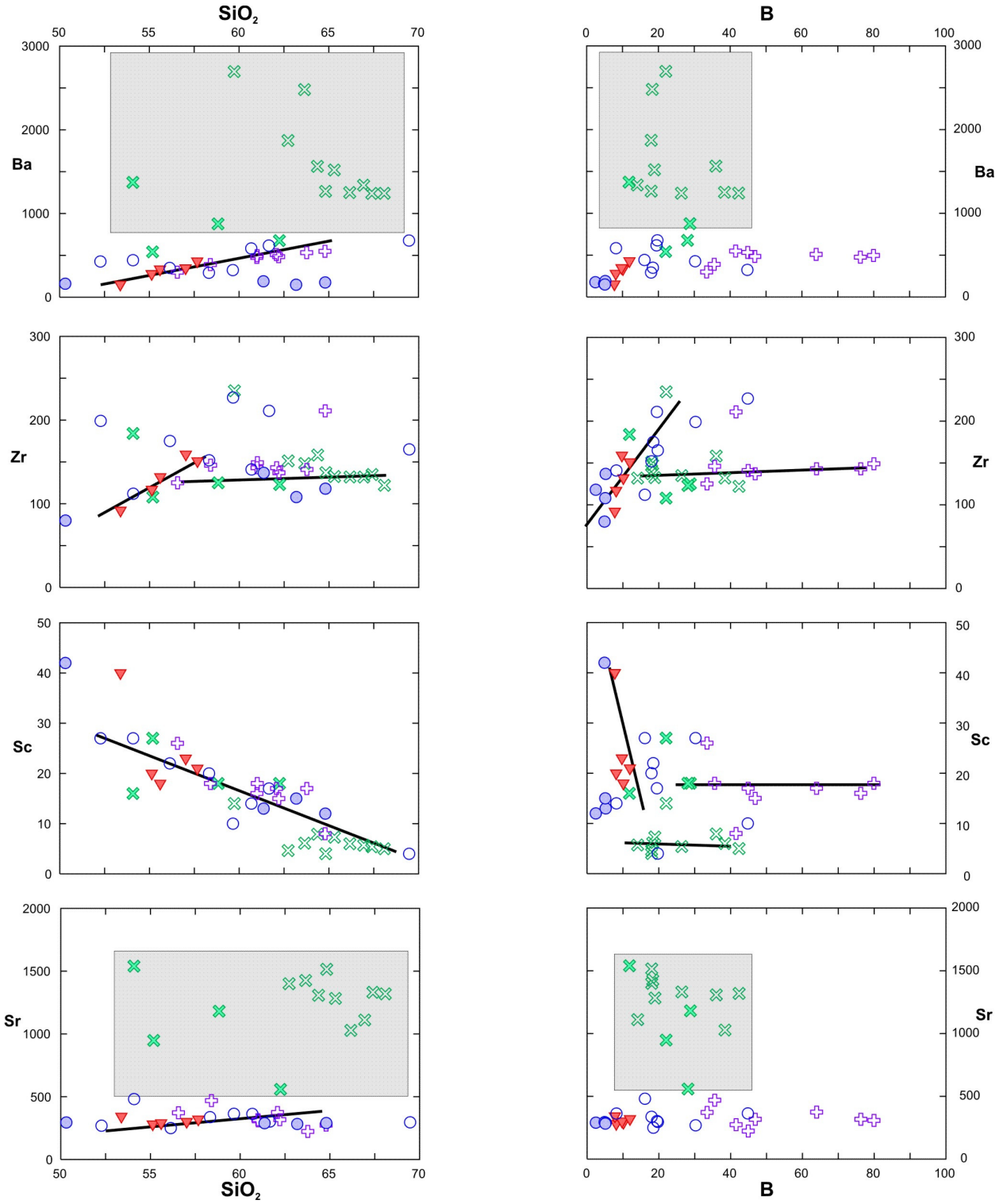
A B a kompatibilis főelemoxidokkal – az SiO_2-eloszláshoz hasonlóan – ellentétes koncentráció változást mutat (**7.2.4. b ábra**). A korreláció azonban nem olyan szoros mint az SiO_2 és a főelemoxidok közt, hiszen a nyomelemek (mint pl. a B) koncentrációja jelentősebb ingadozást mutat. A Kelemen-havasok kőzeteiben a B a főelemoxidokkal nem mutat összefüggést, míg a Görgényi-havasok kőzeteiben a B és a TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO és CaO-koncentrációk közt negatív korreláció, a K_2O-val pedig pozitív korrelációt tapasztalunk (**7.2.4. b ábra**). Ezek az összefüggések összhangban vannak a B fluidmobilis és inkompatibilis tulajdonságával. Az Észak-Hargita vizsgált kőzeteinek B-tartalma kiugróan magas a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat többi vizsgált kőzetéhez képest.



7.2.4. b ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációi (*t%*) a B-tartalom (*μg/g*) függvényében.

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

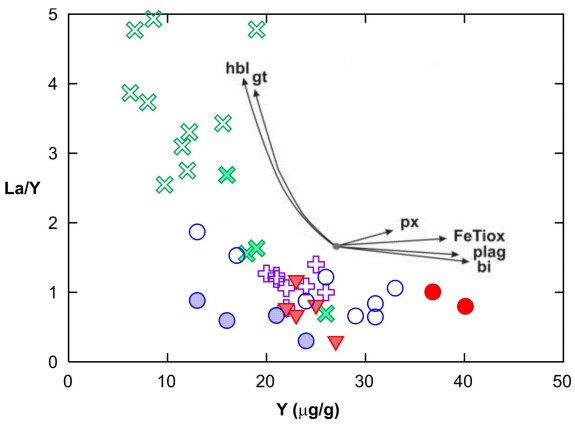
Az SiO_2 és a B is (**7.2.5. ábra**) pozitívan korrelál a nyomelemek közül a Ba-mal és a Rb-al a Görgényi-havasok és az Észak-Hargita kőzeteiben. A Zr mennyisége nő a növekvő SiO_2-tartalommal a Görgényi-havasok, és a növekvő B-tartalommal a Görgényi- és a Kelemen-havasok kőzeteiben. Az Észak- és a Dél-Hargita kőzeteiben a Zr-koncentrációja közel állandó



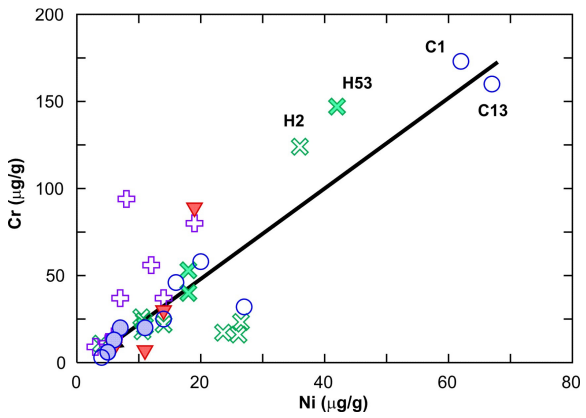
7.2.5. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek nyomelem koncentrációja (*μg/g*) az SiO_2 (*t%*) és a B-tartalom (*μg/g*) függvényében. A Ba- és a Sr-koncentrációja a Dél-Hargita kőzeteiben kiemelkedően magas (lásd: szürke mező).

változatos SiO_2 és a B mennyiségek mellett (**7.2.5. ábra**), ami a cirkon frakcionációjának lehet a következménye. Az egész kelet-kárpáti vulkáni ívből származó mintákban negatív korreláció van az SiO_2 vs. V és Sc-tartalom közt. Az Y hasonlóan viselkedik a Sc-hoz, és kompatibilis a vizsgált kőzetekben. A Kelemen-havasok és a Görgényi-havasok kőzeteiben a B és a Sc-tartalom közt is negatív korreláció van. A Sc mennyisége az Észak- és Dél-Hargita kőzeteiben a B-tartalom növekedésével közel állandó, az Észak-Hargita kőzeteiben valamivel magasabb. A Ba és a Sr a Dél-Hargita kőzeteiben extrém magas (Ba>800 µg/g; Sr>500 µg/g; **7.2.5. ábra**: szürke mező). A Kelemen-havasok, Görgényi-havasok és az Észak-Hargita alacsony Sr-tartalmú (< 500 µg/g) vulkanitjaiban a SiO_2 vs Ba és Sr koncentrációk közt pozitív korreláció van, ami a plagioklász frakcionációját jelzi. A Dél-Hargita kőzeteiben tapasztalt csekély Eu-anomália összhangban van a Sr-koncentrációkkal, jelezve hogy a plagioklász frakcionáció jelentéktelen mértékű volt a sekély magmakamrában. A Ba- és a Sr-koncentrációkban nem figyelhető meg szisztematikus összefüggés a B-tartalommal, vagyis a plagioklász kristályosodása a B-koncentráció változására nem volt hatással. A Dél-Hargita legfrakcionáltabb magmáiban főként amfibol kristályosodott, így a kőzetek La/Y (**7.2.6. ábra**) és Sr/Y-aránya magas. Ezekben a kőzetekben a B mennyisége közepes.

Az erősen kompatibilis nyomelemek közt, mint amilyen a Ni és a Cr pozitív korreláció mutatkozik (**7.2.7. ábra**). A kelet-kárpáti vulkáni kőzeteknek a kompatibilis nyomelem tartalma alacsony (Ni<80 µg/g, Cr<200 µg/g). A relatív kis Ni, és Cr-tartalom a primitív köpenyolvadék differenciációjára utal, azaz a magma a felszínre kerülése előtt jelentős mértékű frakcionációs kristályosodáson ment keresztül. Az olivin és a klinopiroxén tartalmú kőzetekben van a legtöbb Ni és Cr. Ezek tekinthetők a vizsgált kőzetek közül a legkevésbé differenciáltnak (Kelemen-havasok: C1, C13; Dél-Hargita: H2, H53). A leginkább differenciáltak a közepes K-tartalmú



7.2.6. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteiben az Y és a La/Y-arány változása a magma differenciációja közben a különböző ásványok szerepét mutatja.

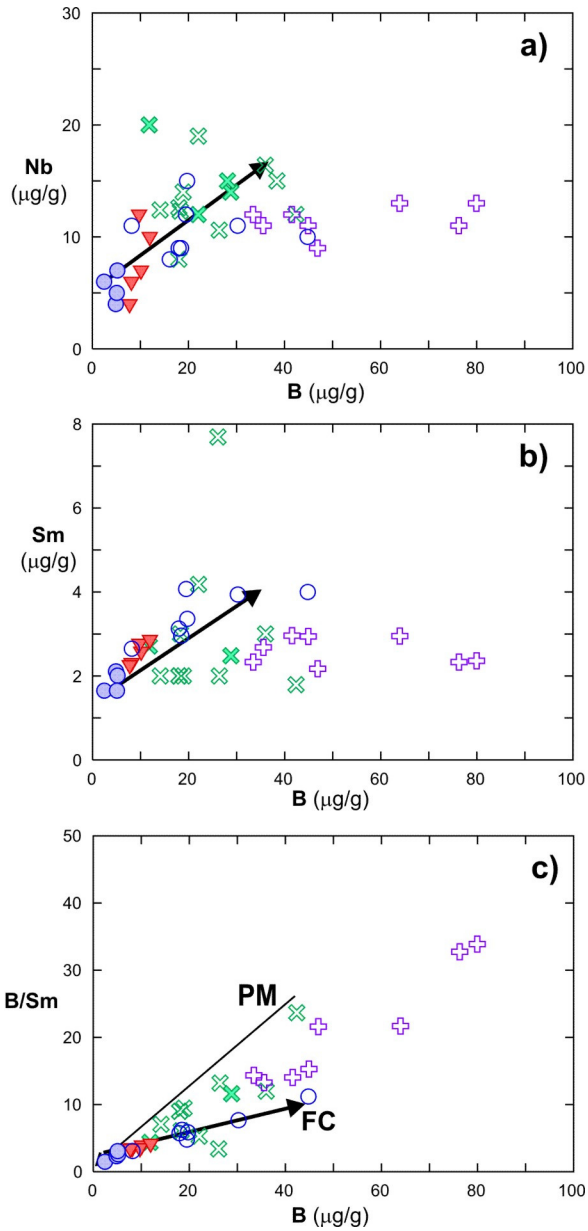


7.2.7. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteiben a kompatibilis nyomelemek: Ni és Cr koncentrációjának változása.

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

kőzetek a Kelemen-havasokból és a Dél-Hargitából. A Dél-Hargita vulkáni központjainak differenciációs folyamatai jelentősen eltérnek az ív többi részén tapasztaltaktól.

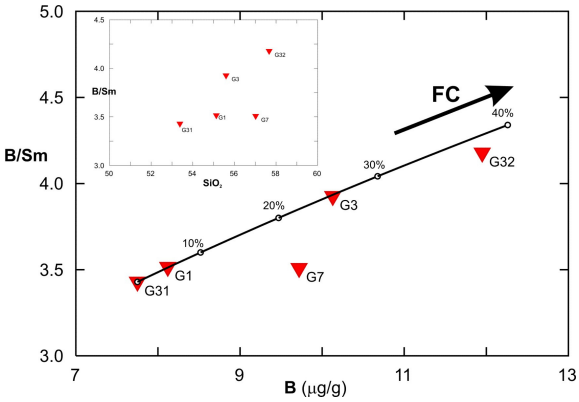
A Kelemen-havasok és a Görgényi-havasok kőzeteiben a SiO_2-tartalom változatossága és a Cr, Ni-tartalom szintén jelentős változatossága frakcionációs kristályosodási (FC) folyamatokra utal. A frakcionációs kristályosodási folyamatok B-koncentrációra gyakorolt hatását e két terület példáján mutatom be. A hasonló mértékben kompatibilis elemek koncentrációja a kristályosodási folyamatok során azonos mértékben változik. A B erősen inkompatibilis elem, hozzá hasonló ásvány/olvadék megoszlási együtthatóval rendelkezik pl. a Rb, a Ba, vagy a Nb. A B vs. Nb diagramon a Kelemen- és a Görgényi-havasok mészalkáli vulkáni kőzetei hasonló mértékű változást mutatnak (**7.2.8. a ábra**), ami azonban a frakcionációs kristályosodás mellett a részleges olvadásban mutatkozó különbségekre is utalhat. A B-koncentráció változását érdemes más, kevésbé inkompatibilis elem (pl. Nd, Zr, Sm) függvényében vizsgálni. A B vs. Sm diagram (**7.2.8. b ábra**) is pozitív korrelációt mutat a vizsgált kőzetek esetében. A nyomelemek abszolút koncentráció értéke különböző fokú magmafejlődési szintet jelez, ezért célszerűbb nyomelem aránypárokat vizsgálni. A B és B/Sm diagramon látható (**7.2.8. c ábra**), hogy a Kelemen- és a Görgényi-havasokbeli kőzetek B-tartalmának növekedésével a B/Sm arányuk is nő, de kisebb mértékben, mint azt az Észak- és a Dél-Hargita kőzeteiben tapasztalhatjuk. A frakcionációs kristályosodásnak nagyobb szerepe volt a Kelemen- és a Görgényi-havasok kőzeteinek képződésében, mint amit a részleges olvadás mértékének a változása gyakorolt az olvadékra.



7.2.8. ábra: A Kelemen-havasok példáján a fracionáció és a B-tartalom változása. /FC= frakcionációs kristályosodás, PM= részleges olvadás/

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

Összefoglalva: A kelet-kárpáti területként említett Kelemen-Görgény-Hargita vonulat kőzeteinek kiindulási (parentális) magmája erősen differenciálódott. A Kelemen-havasok és a Görgényi-havasok kőzeteiben mutatkozó szoros összefüggések a MgO, valamint az Fe_2O_3 és az SiO_2 koncentrációk közt egyértelműen alátámasztja az olivin és a klinopiroxén mafikus magmából való kristályosodását. Ilyen mértékű szoros összefüggés a B vs. MgO és Fe_2O_3-koncentrációk közt nincs. Egyszerű frakcionációs modellel nem írható le a kelet-kárpáti vulkáni kőzetek képződése, de a frakcionációs trendet leginkább megközelítő kőzetek példáján modellezni lehet a frakcionációs kristályosodás B-koncentrációra gyakorolt hatását. Például, az öt vizsgált Görgényi-havasokbeli mintában az SiO_2 változás kis mértékű, de a fő- és nyomelemekkel való összefüggés szoros, ami frakcionációs kristályosodásra utal. A Görgényi-havasok kőzeteiben a kristályosodás mértékének növekedésével a B-tartalom kis mértékű növekedése tapasztalható (pl. **7.2.3. ábra**). A legkevésbé differenciált Görgényi-havasokból származó G31-es minta (B=7,75 µg/g). Frakcionácós modell alapján a B vs. B/Sm diagramon közel 40 %-os kristályosodás mellett (D_B=0,102; D_{Sm}=0,563) a B-tartalom csekély mértékű emelkedése (4,2 µg/g) tapasztalható (**7.2.9. ábra**). A B/Sm-arány értéke minimális mértékben emelkedik (<1). A Kelemen-havasok kőzeteinek jelentősebb mértékű B-tartalom növekedése még nagy mértékű differenciációs folyamatokkal sem írható le. Azaz megállapítható, hogy a frakciónációs folyamatok a B koncentrációt csak kis mértékben, a B/inkompatibilis elemarányt nem, vagy elhanyagolható mértékben befolyásolják. Ezt a megállapítást alátámasztja Leeman et al. (1994) vizsgálata a Közép-Amerikai vulkáni ív területén, ahol nagy SiO_2 változatosságot mutató kogenetikus sorozatok mobilis/immobilis elemarányát vizsgálták. Azt tapasztalták, hogy az SiO_2-koncentráció növekedésével a Ba/Zr-arány kis mértékű változást mutat, míg a B/Zr-arány változása jelentéktelen.

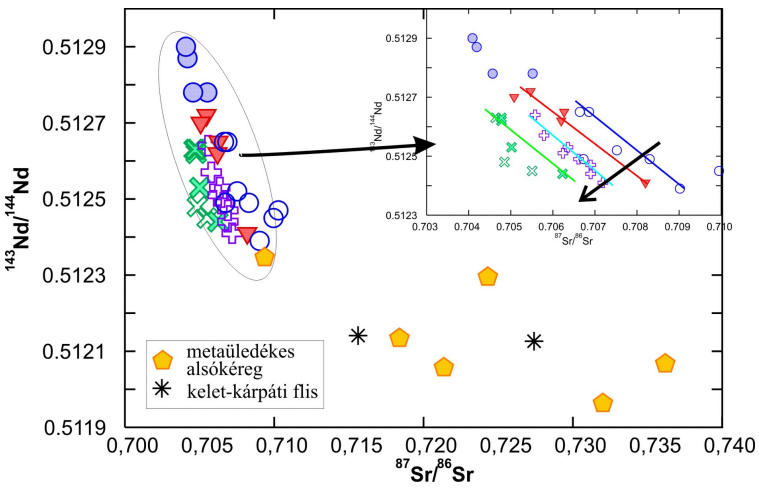


7.2.9. ábra: A Görgényi-havasokból vizsgált kőzetmintákon alkalmazott FC-modell eredménye. A legkevésbé frakcionált minta a G31-es.

7.2.2. Kéregkontamináció a kelet-kárpáti vulkáni területen

A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzetjellemzőinek kialakulásában jelentős szerepe lehetett a litoszféra kéreganyagának. Ezt már az is sugallja, hogy a magma 30-40 km vastag kéreganyagon keresztül tört a felszínre (**3.2. fejezet**), miközben kristályosodási, differenciációs és keveredési folyamatokon ment keresztül. Az izotóp és a nyomelem adatok, valamint a kőzetekben található kéreg eredetű xenolitok is alátámasztják, hogy az olvadék hosszabb ideig tartózkodott a kéregben, így annak anyagát is beolvasztotta (Seghedi et al. 1995; Mason et al. 1996, 1998). A kéregkontaminációt jelzi a Na_2O-hoz képest magas K_2O-tartalom, az inkompatibilis LIL elemek (pl. Ba, Rb, Pb, Sr) nagy mennyisége az inkompatibilis HFS elemekhez (pl. Zr, Nb) képest (pl. Esperanca et al. 1992).

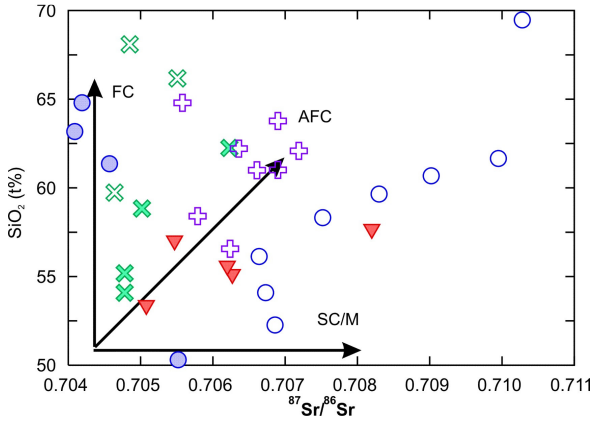
A kéregkontaminációs folyamatok jelzésére leginkább alkalmasak a radiogén izotóparányok, például a magas $^{87}Sr/^{86}Sr$- és a kis $^{143}Nd/^{144}Nd$-arányok a magmás kőzetekben a földkéreg hatására utalnak (**7.2.10. ábra**). A Kelemen-havasok közepes K-tartalmú kőzeteinek a legkisebb a $^{87}Sr/^{86}Sr$- és legmagasabb a $^{143}Nd/^{144}Nd$-aránya. A nagy K-tartalmú Kelemen-, és a Görgényi-havasokbeli valamint hargitai minták $^{87}Sr/^{86}Sr$- és $^{143}Nd/^{144}Nd$-aránya hasonló intervallumon belül változik. A vizsgált kőzetek területenkénti átlag Sr-izotóparány adati csökkennek a nagy K-tartalmú Kelemeni-havasokbeli (0,7066-0,7103; átlag 0,7082) mintáktól a Görgényi-havasok (0,7051-0,7082; átlag 0,7062) és Észak-Hargitai (0,7056-0,7072; átlag 0,7065) mintákon keresztül, a Dél-Hargitáig (0,7045-0,7062; átlag 0,7051), míg Nd-izotóparányuk, a Kelemen-havasokbeli közepes K-tartalmú kőzetek kivételével (0,51278-0,51290), közel ugyanabban az intervallumban (0,51239-0,51272) mozognak (**7.2.10. ábra**). Az izotóparányok változása és a kontinentális kéreg vastagsága közt nincs egyértelmű összefüggés. Nagy valószínűséggel az ív mentén különböző mértékű kontamináció, változó kontamináló közeg játszott főszerepet a kőzetképződésben. A frakcionációs kristályosodási és



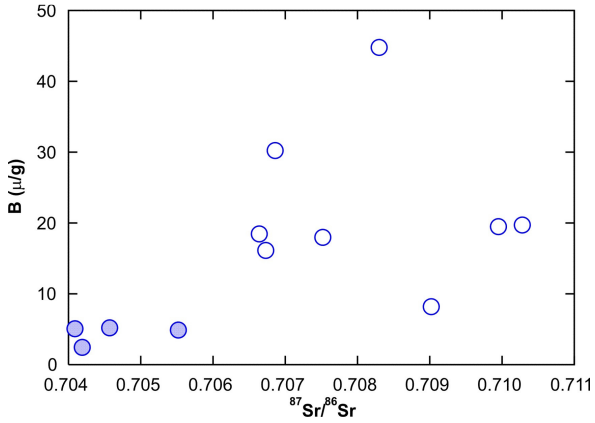
7.2.10. ábra: A Sr- és a Nd-izotóparányok változása a kelet-kárpáti vulkáni területen a flis és a metaüledékes alsókéreg adatokhoz viszonyítva. A Kelemen-Görgény-Hargita vonulatban vizsgált minták radiogén izotóparányainak viszonya kinagyítva a jobb felső sarokban jól mutatja, hogy a Kelemen-havasok, Görgényi-havasok, majd az Észak- és Dél-Hargita irányába csökken a Sr-izotóparány.

Kelemen/közepes K-tartalmú · Kelemen/nagy K-tartalmú · Görgény · Észak-Hargita · Dél-Hargita/közepes K-tartalmú · Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

asszimilációs folyamatok együttes hatását (AFC) a radiogén izotópok és a frakcionációs kristályosodást jelző elemek (pl. SiO_2, MgO) korrelációja bizonyítja. A kelet-kárpáti vulkáni képződmények összetétele nem utal egyértelmű AFC-folyamatokra a dolgozatban vizsgált minták adatai alapján (**7.2.11. ábra**). A $^{87}Sr/^{86}Sr$ és a SiO_2 közti pozitív korreláció a vizsgált vulkáni területek közül csak a Kelemen- és a Görgényi-havasok, valamint az Észak-Hargita és a Dél-Hargita közepes K-tartalmú kőzeteiben figyelhető meg. A Dél-Hargita eltérő trendje a kéregkontaminációnak a frakcionált kristályosodáshoz képesti sokkal kisebb szerepét mutatja mint a vonulat többi részében. Az FC-folyamatok nem, vagy csak kis mértékben befolyásolták a B-koncentráció változását, míg az AFC-folyamatok jelentős mértékben emelik a B-tartalmat. Azaz a magas B-tartalmú közeg (pl. flis üledék B=100-120 µg/g, kristályos felső kéreg B~ 60 µg/g) jelentős mértékű beolvasztása (~20%) már jelentősen (akár 30 µg/g-al) növeli az erősen inkompatibilis és fluid-mobilis B mennyiségét a kőzetben. A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteiben az inkompatibilis elemek változatosságát az AFC-folyamatok jelentősen befolyásolták.



7.2.11. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás az asszimilácó mértékét jelzi, míg az SiO_2-tartalom ingadozása a frakcionációs kristályosodásra utal. (*FC=frakcionációs kristályosodás; AFC=asszimilációs és frakcionációs kristályosodás; SC/M=forrás kontamináció és keveredés*)

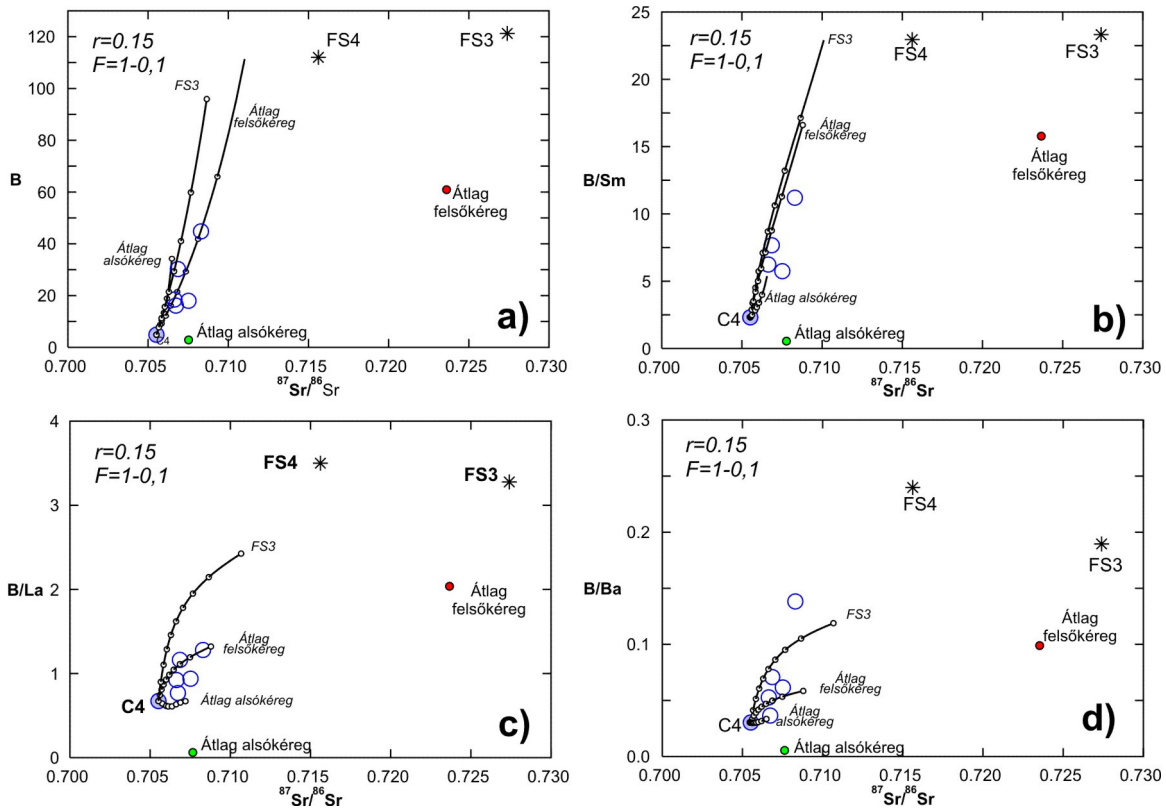


7.2.12. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás a B-tartalom függvényében a Kelemeni-havasok vizsgált kőzeteiben. A B-tartalom növekedése a magma forrását ért növekvő fluid hatásra utal.

Az AFC-folyamatoknak a B-koncentrációra gyakorolt hatását a kelet-kárpáti területen a Kelemen-havasok kőzeteinek példáján tanulmányozhatjuk. A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány vs. B-koncentráció diagramon (**7.2.12. ábra**) a Kelemen-havasok vulkanitjai kismértékű pozitív korrelációt mutatnak. A közepes K-tartalmú és egyben kis $^{87}Sr/^{86}Sr$-arányú Kelemen-havasokbeli mintáknak a legalacsonyabb a B-tartalma, amelyhez képest a nagy K-tartalmú Kelemen-havasokbeli minták B-ban is gazdagabbak. A kevésbé differenciált (<60 t% SiO_2) vulkanitokat figyelembe véve szorosabb összefüggés tapasztalható a B és a $^{87}Sr/^{86}Sr$ adatok közt (**7.2.13. a ábra**).

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

A B viselkedését az asszimilációs és a kristályosodási folyamatok során AFC-modellek segítségével szemléltethetjük a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. B diagramon. A B/LREE-arányok (B/Sm, B/La) és a B/Ba-arány változását is érdemes megfigyelni az AFC-folyamatok során (**7.2.13. b,c,d ábra**). A Kelemen-havasok Erdélyi –medence felöli, nyugati része alatt a kéreg vastagsága kb. 30 km, a keleti felén azonban, ahonnan az elemzett minták származnak megvastagszik már eléri a 40 km-t (Socolescu et al. 1964; Stánicá et al. 1990). A lokális felsőkéreg heterogén, prekambriumi, kambriumi és mezozós metamorf kőzetekből áll (Burchfiel 1976; Balintoni et al. 1989). Az alsókéreg összetételéről kevés információval rendelkezünk (Mason et al. 1996). Nagy valószínűséggel a kéreg általi kontamináció mértéke jelentős volt, ezért megközelítő értékként a Balaton-felvidékről származó alsókéreg xenolitok átlag értéket, valamint felsőkéreg metamorf kőzetein mért értékek átlagát (Mason et al. 1996) és két flis minta (FS3, FS4) adatait tüntettem fel a diagramon. A magmák a köpenyértékeknél jóval magasabb $\delta^{18}O$ értéke is a lokális földkéreg metamorf kőzeteinek asszimilációjára utal (Mason et al. 1996). Seghedi et al. (2004a) a kelet-kárpáti vulkáni terület vulkanitjainak AFC modellezése alapján 5-20 % felsőkéreg anyag beolvasztást feltételeznek, míg Mason et al. (1996) 5-35 % kérek anyag beolvasztással



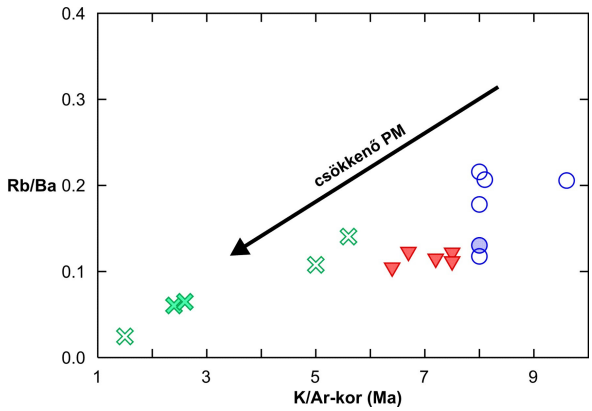
7.2.13. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás **a)** a B-tartalom ($\mu g/g$) **b) a** B/Sm- **c)** a B/La- és **d)** a B/Ba-arány függvényében a Kelemen-havasok kevésbé frakcionált (SiO_2<60 t%), normál K-tartalmú kőzeteiben. Az AFC folyamatok hatására a B-tartalom jelentősen megnő, amennyiben az asszimilált közeg flis (FS3, FS4), vagy metamorf kristályos kőzet (átlag lokális felső kéreg) volt. Az átlag alsókéreg adatok a Balaton-felvidéki alsókéreg xenolitok értékei (Embey-Isztin et al. 2003; Dobosi et al. 2003).

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

számoltak. Kiindulási kőzetnek a C4-es mintát (közepes K-tartalmú Kelemen-havasokbeli minta) vettem, amelynek a legkisebb a $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya és a B-tartalma is. A nagy K-tartalmú Kelemen-havasokbeli minták közül a C1-es mintának a legnagyobb a Cr, Ni és az MgO-tartalma, miközben az SiO_2-koncentrációja és a $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya a legalacsonyabb. A modellben az *r*-érték az asszimilált/kristályosodott anyag mennyisége (amit 0,15-nek választottam), *F* a maradékolvadék relatív mennyisége a kiindulási olvadék mennyiségéhez képest (ami 1 és 0,1 közt változik) a frakcionációs kristályosodás mértékét mutatja. A diagramokon modelleztem a lehetséges kontamináló közegek hatását a kiindulási kőzetösszetételre (**7.2.13. ábra**). A metamorf kontinentális kéreg 15%-os beolvasztása eredményezett olyan modellgörbét, amely jól illeszthető a legtöbb Kelemen-havasokbeli mintára (SiO_2< 60 t%). Az alsókéreg is szerepet játszhatott a vulkáni kőzetek kémiai jellemzőinek kialakításában, de a modellben használt átlag alsókéreg B-koncentráció adatok túl alacsony ahhoz, hogy a kőzetekben mért magas B-tartalom ezzel magyarázható lenne, még nagy mértékű beolvasztás esetén is. Mivel nem rendelkezünk helyi alsókéreg összetétel adatokkal, előfordulhat hogy a felhasznált kimerült alsókérget jelző Balaton-felvidéki xenolit minták (B= 0,4-2,5 µg/g) nem felelnek meg a helyi alsókéreg összetétel modellezésére. Taylor & McLennan (1995) szerint az alsókéreg B tartalma magasabb, átlagosan 8,3 µg/g, míg Leeman et al. (1992) mindössze 1,2 µg/g átlagos B-tartalmat mértek alsókéreg kőzetekben. A flis üledékek beolvasztása nem játszott szerepet a vizsgált nagy K-tartalmú Kelemen-havasokbeli minták kialakításában. A felsőkéreg 15%-os beolvasztása és 40 %-os frakcionációs kristályosodás mellett is csak minimális a B/La- és a B/Ba-arányok változása annak ellenére, hogy a B-koncentráció jelentős mértékben megemelkedhet. Leeman et al (1994) a B/La, vagy Ba/La-arányok változását olyan vulkáni kőzetekben vizsgálta, amelyek különböző vastagságú kontinentális kérgen keresztül kerültek a felszínre. A kéreg vastagság és a nyomelemarány változatosság közt nem találtak összefüggést, ami szintén alátámasztja, hogy a fent említett nyomelemarányokat az AFC folyamatok kevésbé befolyásolják.

Összefoglalva: Elmondható, hogy AFC folyamatokkal, azaz egyetlen kontaminációs közeggel nem lehet modellezni a Kelemen-havasokbeli kőzetek összetételét. A földtani környezetet is figyelembe véve, legvalószínűbb, hogy – az előző kutatások eredményeivel összhangban – a Kelemen-havasokban a metamorf felsőkéreg és az alsókéreg együttes kontaminációs hatásával számolhatunk. A kontamináció kérdésében a B adatok sem vittek közelebb a kérdés pontosabb megválaszolásához, mint az előző kutatások eredményei. A kőzetek összetételét nagyban befolyásolta a magmaforrás régió és a kontamináló közegek heterogenitása. A domináns AFC-folyamatok hiánya jelezheti, hogy a magma a heterogén litoszférában migrált. A kontaminációs folyamatok megváltoztatják az eredeti forráskőzet kémiai jellemzőit és

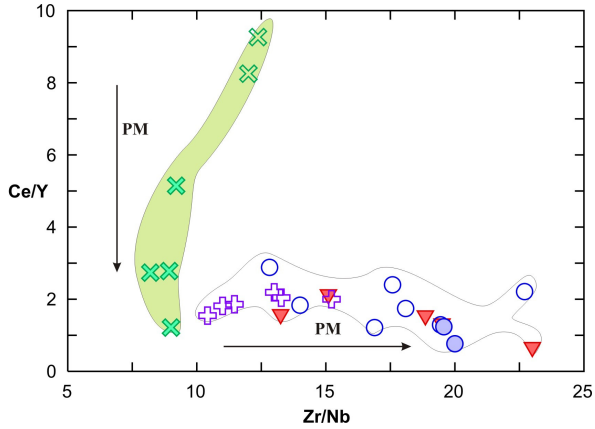
bonyolítják a geodinamikai következtetéseket. Az asszimilációs folyamatok okozta eltéréseket kiküszöbölni teljes mértékben nem lehet, mert erős differenciációs folyamatok is közrejátszottak a kőzetek keletkezésében, ezért ritka a viszonylagosan primitív, elemezhető bazaltminta (Mason et al. 1998). A bázisos kőzetek hiánya utalhat a keveredés, beolvasztás, tárolás és homogenizációs (*mixing, assimilation, storage and homgenization* = MASH) folyamatokra az alsókéreg szintjén (Mason et al. 1996).



7.2.14. ábra: A Kelemen-Görgény-Hargita vonulat (<60 t% SiO_2) kőzeteinek Rb/Ba-aránya a K/Ar-kor függvényében. (*PM=részleges olvadás, partial melting*)

7.2.3. Részleges olvadás a kelet-kárpáti vulkáni területen

A LILE/LILE-arányok (pl. Rb/Ba, Rb/Sr) érzékenyen jelzik a kis mértékű parciális olvadást, továbbá az alábukó lemezből származó metaszomatizáló fluidumok, vagy a kontamináló kéreg anyag hatását (Ellam & Hawkesworth 1988). A köpeny anyaga Rb-ban szegény, kis mértékű olvadása megnöveli a keletkező olvadékban Rb/Ba-arányt. A Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni vonulat mentén északnyugatról délkelet felé a Rb/Ba-arány a kőzetek fiatalodásával kis mértékben csökken (**7.2.14. ábra**), ami enyhén csökkenő parciális olvadásra utal. Ezt a trendet Szakács et al (1993) kimutatták a Dél-Hargita viszonylatában.



7.2.15. ábra: A Zr/Nb vs. Ce/Y-arányok a kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli (<60 t% SiO_2)kőzeteiben. (*PM=részleges olvadás)*

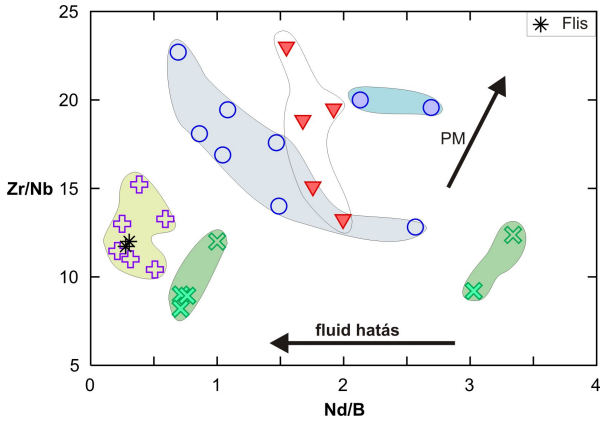
A Ce/Y- és a Zr/Nb-arányokból a részleges olvadás mértékére tudunk következtetni (pl. Thirlwall et al. 1994; Singer et al. 1996; **7.2.15. ábra**). A növekvő mértékű parciális olvadás a Zr/Nb-arány emelkedését és a Ce/Y-arány csökkenését eredményezi, mivel a nagyobb arányú olvadás esetén már a kevésbé inkompatibilis elem (Zr, Y) mennyisége is megnő az olvadékban az erősebben inkompatibilis elemhez (Nb, Ce) viszonyítva. A Dél-Hargita kőzetei (kis Zr/Nb, változatos Ce/Y) jól elkülöníthetők a vonulat többi részeitől. A Dél-Hargita nagy K-tartalmú,

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

shoshonitos összetételű kőzeteinek Ce/Y-aránya kiugróan magas. A parciális olvadás mértéke a déli területeken a legalacsonyabb, a parciális olvadás maximuma a Kelemen-havasok közepes K-tartalmú magmáit érintette. A Kelemen-Görgényi-havasoktól az Észak-Hargitáig csökkent a forráskőzetek részleges olvadásának a mértéke.

Pearce & Parkinson (1993) számításai alapján az olvadás mértéke vastag kontinentális kéreg alatt 15-30%. A fluidum-hozzáadás hatására bekövetkező olvadás mértéke nem haladja meg a 10%-ot, míg a maradék 5-20%-nyi olvadás nyomáscsökkenés következménye. Mason et al. (1996) modellje szerint a kelet-kárpáti vulkáni terület alatt az olvadás mértéke nem haladta meg a 20 %-ot. A részleges olvadás mértékében nem voltak jelentős eltérések, amit alátámaszt a parciális olvadás mértékét jelző nyomelemarányok kis változatossága.

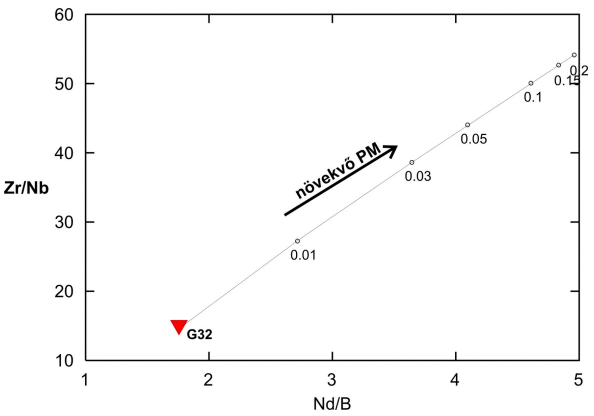
A B az erősen inkompatibilis nyomelemek közt szerepel, így koncentrációjának aránya egy kevésbé inkompatibilis elemhez (pl. Nd) viszonyítva magmaforrás változatosságot jelez. Az olvadás mértékének növekedésével az olvadó kőzet B- és Nd-tartalma is csökken, akárcsak a Zr és a Nb, a különbség a koncentráció csökkenés mértékében van. A Nd/B vs. Zr/Nb diagramon megfigyelhetjük a parciális olvadás kis mértékű változásának hatását a Nd/B-arányra (**7.2.16. a ábra**). A Nd/B-arány a Zr/Nb-arányhoz hasonlóan növekszik a parciális olvadás kis mértékű növekedése hatására. A Kelemen-havasok közepes K-tartalmú kőzeteinek Nd/B-aránya magasabb, mint a nagy K-tartalmú kőzeteké. A nagy K-tartalmú Kelemen-havasokbeli kőzetek Nd/B-arányának csökkenésével a Zr/Nb-arányuk nő, azaz a nagyobb fluidhatást jelző kőzetek nagyobb mértékű parciális olvadást jeleznek. A Dél-Hargita kőzeteinek Zr/Nb-aránya alacsony (kis mértékű parciális olvadást szenvedtek), de a Nd/B-arány alapján két csoportot különíthetünk el, egy nagyobb, és egy kisebb Nd/B-arányút, mely utóbbiakat jelentősebb fluid hatás érte. A Nd/B-aránnyal a forrás régiót ért fluidhatás jobban modellezhető, mint a parciális olvadás. A nagy K-tartalmú, shoshonitos összetételű Dél-Hargita beli mintáknak nagyobb a Zr/Nb-arány, azaz nagyobb mértékű parciális olvadást jeleznek. A Kelemen- és a Görgényi-havasok vulkanitjainak nagyobb a Nd/B-aránya, mint az Észak-Hargita kőzeteinek, mely utóbbiak a flis kőzetekkel mutatnak hasonló nyomelem összetételt.



7.2.16. a ábra: A Nd/B vs. Zr/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli bazaltos andezit és andezit kőzeteiben. (PM=részleges olvadás)

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

A parciális olvadás modellezéséhez kiinduló anyagnak egy Görgényi havasokból származó mintát (G32) választottam (**7.2.16. b ábra**). A számítások azt mutatják, hogy 10%-os részleges olvadás a kiindulási kőzet Zr/Nb-arányát jelentős mértékben növelné (Zr/Nb változás ~35), de a Nd/B-arányt csak kisebb mértékben emeli (Nd/B változás ~3). Minél kisebb a kőzet B-tartalma annál nagyobb változatosságot mutat a Nd/B-arány kis mértékű olvadáskor. Amennyiben a kiindulási kőzet B-tartalma 5 µg/g körüli, 10%-os olvadás esetén a visszamaradt kőzet B-koncentrációja ~0,1 µg/g, míg a keletkező olvadéké >40 µg/g lesz. A Zr/Nb-arány és a B-tartalom változása közt nincs egyértelmű összefüggés a kelet-kárpáti vulkáni területen. Egyedül a Görgényi-havasok kőzetei esetében figyelhető meg némi szisztematikus változás. A kőzetek fiatalodásával a részleges olvadás kis mértékben csökken, a Zr/Nb-arány csökken (~15) és enyhén a Nd/B-arány (~0,5).



7.2.16. b ábra: A parciális olvadás mértéknek növekedésével a Nd/B- és a Zr/Nb-arányok változása, kiindulási kőzetnek a Görgényi-havasok G32-es mintájának összetétele szolgál. (*PM=részleges olvadás*)

Összefoglalva: A kelet-kárpáti vulkáni terület alatt a magmaforrás régiókban a parciális olvadás mértéke Mason et al. (1996) modellje szerint 20% alatt volt. A Nd/B-arány változását parciális olvadás hatására modellező diagram alapján a parciális olvadás mértéke 10% alatt maradt a vizsgált kőzetek magmaforrás régiójában. Kis fokú parciális olvadás jellemző az egész területre, amely északnyugatról délkeleti irányban csökkent. A nagy fluid mobilitású inkompatibilis elemek (pl. B, Ba, Rb) mennyisége kis mértékű olvadás esetén nagyon magas, de az olvadás mértékének a növekedésével csökken az olvadék fázisban, és természetesen a kiindulási kőzetben is. A Nd/B-arány csökkenése a metaszomatizáló fluidumok forrásrégióra gyakorolt hatását jelzi erőteljesebben, mint az olvadás mértékében történt változásokat. A Dél-Hargita egyes kőzeteiben és az Észak-Hargita területén a forrás régiót ért jelentős mennyiségű fluidum-hozzáadódás nem járt együtt a részleges olvadás mértékének a növekedésével. A B és más inkompatibilis nyomelem arányokban megfigyelt változások nem AFC folyamatok eredményei, de azonos köpenyanyag parciális olvadásában mutatkozó különbségekkel sem magyarázhatók. Valószínűbb a köpenyanyag összetételének a változatossága, amit eltérő eredetű és mennyiségű metaszomatikus hatás ért. A parciális olvadás mértékének kimutatott vonulatmenti csökkenését tükrözik a a felszínre kerülő magmatérfogatok (Szakács et al., 1995) és kitörési ráták fokozatos csökkenése.

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

7.2.4. Magmaforrás kontamináció a kelet-kárpáti vulkáni területen

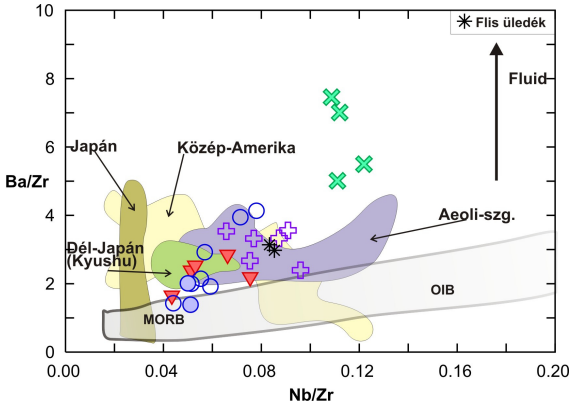
A kelet-kárpáti terület kőzeteinek kémiai összetételében mutatkozó változások egyszerű AFC modellekkel és a részleges olvadás mértékében mutatkozó kis változásokkal nem magyarázhatók. A magmaforrás régiója északnyugatról délkeleti irányba változott, a forrásrégió összetételét befolyásolta az alábukó lemezből és a rajta található üledékekből származó fluidumok (és a fluidumokkal szállítódó nyomelemek) metaszomatikus hatása. A forrás változatosság tanulmányozásához a forráskőzet eredeti összetételét elfedő folyamatok – mint amilyenek a frakcionációs kristályosodás, az asszimiláció és frakcionáció, és a részleges olvadás – hatásainak a kizárása szükséges. Sajnos a térségben nem található olyan bázisos kőzet, amelynek izotóp- és nyomelemtartalma megőrizte volna a kiindulási olvadék összetételét. A közepes K-tartalmú Kelemen-havasokbeli minták összetételük alapján állnak a legközelebb a forráskőzethez, amely a köpeny, vagy az alsókéreg mélységéből származott, még a kéreganyag asszimilációját megelőzően. A magmaforrás területét az alábukó üledék, pontosabban a belőle származó fluidumok gazdagították. Ezért fontos ismerni, vagy legalábbis megközelítően felbecsülni a lehetséges alábukó üledékes kőzetek kémiai összetételét (lsd. **6.4. fejezet**), amelyek lehetnek: a) terrigén eredetűek, mint a Kelet-Kárpáti Flis (Mason et al. 1996) és/vagy b) pelágikus eredetűek, mint a jelenkori Fekete-tengeri üledékek (Cooper et al. 1974; Cristache et al. 2009). Számítások szerint néhány százalék üledékes anyag hozzáadódás a forráskőzethez elegendő volt a mészalkáli olvadék keletkezéséhez (Peacock 1990).

A szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni képződményekben a LIL- és LRE-elemek a köpenyhez képest kiugróan nagy mennyiségben vannak jelen, ezeket az elemeket „szubdukciós-komponens”-eknek nevezzük (Pearce 1983). A szubdukciós komponenst nagy mennyiségben tartalmazó kőzeteknek a HFSE-tartalma alacsony. A HFS-elemek a szubdukált kéregben maradnak, mert a fluidumokkal nem mobilizálódnak (immobilis elemek), vagy kompatibilisek bizonyos köpenyásványokban. Ennélfogva a szubdukciós folyamatokhoz kapcsolódó magmás kőzetek nagy LILE/HFSE- és nagy LREE/HFSE-arányokkal jellemezhetők. A LILE/LILE, LILE/REE, LILE/HFSE arányokat a frakcionációs kristályosodás, vagy a kéreganyag beolvasztás folyamatai kevésbé befolyásolják, mint a magmaforrás régióra ható fluidumok.

A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek nagy a LILE/HFSE-aránya (pl. Ba/Zr, K/Zr), hasonlóan más szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni területhez pl.: az Aeoli vulkáni ív (Lipari-szg.), Japán, vagy Közép-Amerika vulkanitjaihoz (**7.2.17. ábra**). A Görgényi-havasokban a LILE/HFSE-arány (Ba/Zr) viszonylag alacsony, akárcsak a Kelemen-havasok közepes K-tartalmú kőzeteiben. Az Észak-Hargitában valamivel nagyobb a Ba/Zr-arány, de a Dél-

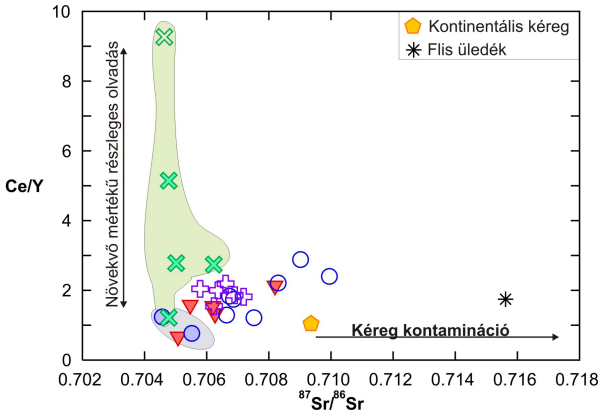
Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

Hargitában még nagyobb, mint a normál kontinensperemi vulkáni ív területeken (**7.2.17. ábra**). A kéreg anyagának beolvasztása, és a frakcionációs kristályosodás egyaránt eredményezhetik a kőzetek nagy LILE/HFSE-arányát. De mivel a LILE/HFSE-arányok a kontamináló közegben (flis üledék és átlag felső kéreg) alacsonyabbak, mint a Dél-Hargita kőzeteiben, valamint az Eu-anomália elhanyagolható (ami kis mértékű plagioklász frakciónációt jelez), így arra következtethetünk, hogy a nagy LILE/HFSE-arányt a magmaforrás régióra ható metaszomatikus fluidumok eredményezték. A flis üledékeknek és az óceánfenéki üledékeknek is nagy a LILE/HFSE-aránya, ami hozzájárulhatott a kőzetek LILE-gazdagodásához, továbbá az alábukó üledékből származó fluidumok könnyen mobilizálják a LIL-elemeket (fluid-mobilis elemek), az üledékből származó fluidumoknak kiugróan nagy a LILE-tartalma. Így az alábukó lemezből és üledékekből származó metaszomatizáló fluidumok könnyen eredményezhették a Dél-Hargita kőzeteinek extrém nagy LILE/HFSE-arányát. A LILE/REE-arányok (pl. Ba/La, Sr/Nd) az ív déli részén szintén jelentős mértékű emelkedést mutatnak és kisebbek a kontamináló közegekben (felsőkéreg kőzetek és flis), mint a Dél-Hargita vulkanitjaiban.



7.2.17. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek (SiO_2<60 t%) Nb/Zr vs. Ba/Zr-aránya, összehasonlítva Japán (Moriguti et al. 2004; Miyoshi et al. 2008) és Közép-Amerika vulkáni íveivel (Chan et al. 1999) és az Aeoli-szg. vulkanitjaival (Tonarini et al. 2001).

A Ce/Y-arányok (**7.2.18. ábra**) változása a parciális olvadás mértékét érzékenyen jelzi (illetve a magmaforrás gránát tartalmának jelzője is lehet), ami a Dél-Hargitából származó mintákban eltér a vonulat többi részétől. A Kelemen- és a Görgényi-havasok kőzeteiben a Sr-izotóparány növekedésével nő a Ce/Y-arány (**7.2.18. ábra**). A legkisebb $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránnyal rendelkező közepes K-tartalmú Kelemen-havasokbeli mintáknak a legkisebb a Ce/Y hányadosa. A kis Ce/Y-arányú kőzetek általában a viszonylag primitív vulkáni ívekre jellemzőek, míg a nagy Ce/Y-arányok a fejlettebb, nagyobb



7.2.18. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek (SiO_2<60 t%) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Ce/Y-aránya, a kontamináló közegekhez (lokális felső kéreg és flis üledék) képest. A Dél-Hargita kőzeteinek alacsony Sr-izotóp arány mellett nagy a Ce/Y-aránya.

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

radiogén izotóp-változatosságú vulkáni íveket jellemzik (Hawkesworth et al. 1993). Hasonlóan kis $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány mellett az Észak-Hargita közepes, a Dél-Hargita kőzetei nagy Ce/Y-arányt mutatnak, különösen a nagy K-tartalmú minták (**7.2.18. ábra**).

Annak ellenére, hogy a B nem ritkaföldfém, sem a LIL-, sem a HFS-elemek közé nem sorolható, mégis a LIL-elemekre jellemzően erősen fluid-mobilis, valamint az LRE-elemekhez hasonlóan erősen inkompatibilis elem. Mint láttuk, a LILE/LREE-arányok a Kelemen-, Görgényi-havasok, Észak-Hargita területén közel állandóak, míg a Dél-Hargitában kiugróan nagyok. Ezzel szemben a B/Rb,Ba,Nb- stb. arányok legnagyobb értéküket az Észak-Hargitában érik el (**7.2.19. ábra**). A Dél-Hargita kőzeteiben a B/LREE-arányok a Kelemen- és Görgényi-havasok kőzeteihez hasonló értéket mutatnak. Az Észak-Hargita kőzeteinek összetételét AFC-folyamatok befolyásolták, de nem eredményezhettek olyan nagy B/LREE arányt, mint amit a vizsgált kőzetekben mértünk, mivel a B az LRE-elemekhez hasonló ásvány/olvadék megoszlási együtthatóval rendelkezik, így az arányokat az olvadás és a változó mértékű differenciáció nem befolyásolja. Viszont a B extrém mértékben fluid-mobilitás a többi LRE-elemhez képest, így a B a kis fluid-mobilitású, vagy immobilis elemekhez viszonyítva (pl.: B/La, B/Nb) a forrásrégiót metaszomatizáló fluidumok hatását érzékenyebben jelzi, mint a Ba, vagy más LIL-elemek. A B/LREE-arányok alapján az Észak-Hargita magmaforrás területét jelentős mennyiségű B-ban gazdag fluidum metaszomatizálta, míg a Dél-Hargita forrásrégióját olyan metaszomatikus fluidumok módosították, amelyek kevés B-t tartalmaztak, vagy B-ban kimerültek voltak. Érdekes, hogy az Észak-Hargita hidrotermálisan mállott kőzeteiben gyakran fordul elő turmalin (ezt turmalinosodás néven írták le pl. a Vargyas vulkán területén). Azaz a nagy B-tartalmú kőzetek hidrotermális átalakulása során mobilizálódó B olyan mértékben koncentrálódhat, hogy turmalin váljon ki, amely köztudottan nagy B-tartalmú ásvány. A Dél- Hargita kőzeteiben nem írtak le turmalinosodást.

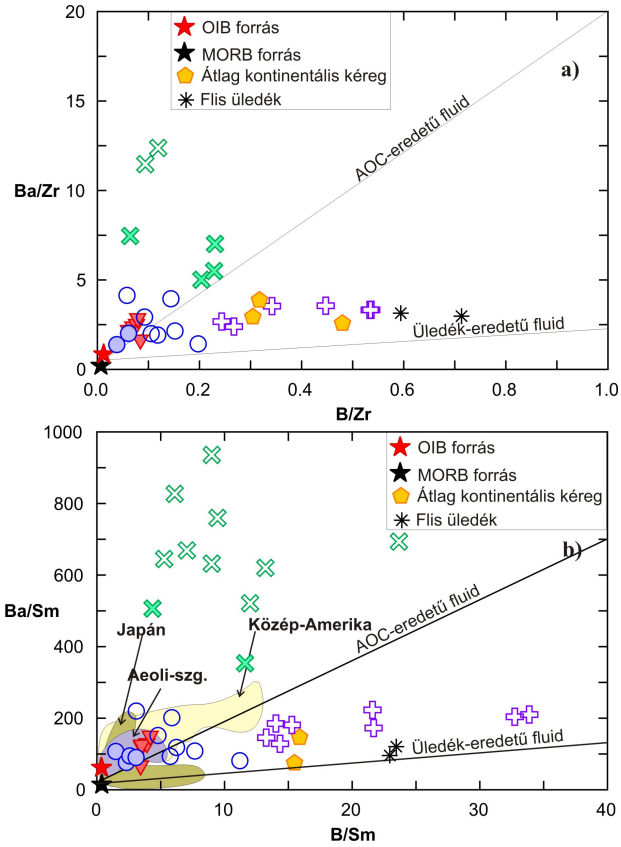
A magmaforrás régiót ért metaszomatikus fluidumoknak jelentős szerepe volt a kelet-kárpáti vulkanitok kémiai összetételének kialakításában. A fluidumok származhatnak az átalakult alábukó óceáni kéregből (AOC), vagy a rajta található üledékekből. Mivel az AOC és az üledékek fizikai és kémiai tulajdonságai eltérőek, szubdukált mennyiségük és viselkedésük is különböző, így a belőlük távozó fluidumok kémiai összetétele is különbözik. Sano et al. (2001) kísérleti eredmények és irodalmi adatok alapján, MORB-köpenyforrás és átalakult óceáni kéregből (AOC), illetve üledékből származó fluidumok közötti teljes keveredési modellezésből következtetett az Észak-Japán vulkáni ívet (Iwate bazaltos láva) ért fluidumok mennyiségére és eredetére. Megállapították, hogy a nagyobb B/Sm valamint B/Zr-arányok az alábukó üledékből

származó fluidum, míg a nagy K_2O/Sm,Zr és Ba/Sm,Zr-arányok az alábukó átalakult óceáni kéregből származó fluidum jelzői.

Smith et al. (1995) és Tatsumi & Kogiso (1997) AOC-re vonatkozó nyomelem adatait, valamint Sano et al. (2001) üledékből és AOC-ből származó fluidok nyomelem összetételének számítási módszerét alkalmaztam a kelet-kárpáti területre egy teljes keveredési modellezésben. A fluidum nyomelem-koncentrációja a következő egyenlet alapján számítható ki:

$$C_f = C_0 \cdot M/F,$$

ahol C_o az adott nyomelem koncentrációja a kiindulási kőzetben, M a nyomelem mobilitásának értéke az adott közeg dehidratációja közben, F pedig az üledékből vagy AOC-ből távozó vizes fluidum részaránya, amit 1.5 t%-nak vettem (Tatsumi & Kogiso 1997). A forráskőzetből származó parentális magmának MORB összetételt feltételeztem, de az OIB nyomelem arányok is nagyon hasonló értéket adnak, így bármelyik választható a két lehetséges parentális magmakompozíció közül, mivel jelentősen nem változtatja meg a diagram alapján levonható következtetéseket. A B/Sm vs. Ba/Sm és a B/Zr vs. Ba/Zr diagrammokon látható (**7.2.19. a,b ábra**), hogy az Észak-Hargita kőzeteinek nagy B-tartalma az alábukó üledékekből származó fluidumok nagy B-koncentrációjának a hatására alakult ki. A közepes K-tartalmú Kelemen- és a Görgényi-havasokbeli minták AOC-eredetű fluid hatást sejtetnek, míg a Dél-Hargita vulkanitjainak nagy Ba/immobilis elemaránya jóval meghaladja az AOC-eredetű Ba értéket kis B/immobilis arányok mellett. A kelet-kárpáti vulkáni terület déli részének nagy LILE/LREE arányai nem magyarázhatók pusztán az alábukó üledékből, illetve a kéregből származó fluidumok hozzáadódásával. A déli területek alatt olyan komponensnek kellett jelen lennie, amelynek kiugróan nagy volt a Ba-tartalma, és olyan folyamaton ment keresztül az olvadék, amely jelentős mértékben csökkentette a B-

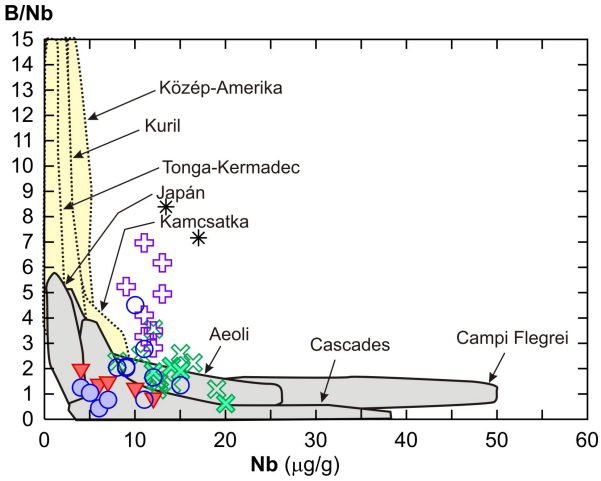


7.2.19. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek **a)** B/Zr vs. Ba/Zr és **b)** B/Sm vs. Ba/Sm-aránya az átlag kontinentális kéreghez és a flis üledékekhez viszonyítva. A vonalak meredeksége az üledékből és az átalakult óceáni kéregből származó fluidumok és a MORB köpenyforrás teljes keveredés modelljét mutatja. A b) diagramon összehasonlítás céljából Japán, Közép-Amerika és az Aeoli-szg. nyomelemarányai is látszanak. (hivatkozás a **7.2.17. ábrán**)

Kelemen/közepes K-tartalmú · Kelemen/nagy K-tartalmú · Görgény · Észak-Hargita · Dél-Hargita/közepes K-tartalmú · Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

tartalmat. A csomádi kőzeteknek a legnagyobb a Ba-koncentrációja (1000-2000 µg/g), a Sr-tartalma >1000 µg/g, legkisebb az Y-tartalma (Y=5-15 µg/g), továbbá Yb-koncentrációja < 1 µg/g, ami adakitokra jellemző kémiai összetételt jelez (Seghedi et al. 2004a; 2010). Az adakitok képződésével kapcsolatba hozzák az alábukó lemez megolvadását, ami ritkábban fordul elő, mint az alábukó lemezből származó fluidumok generálta köpenyanyag olvadás (Ellam & Hawkesworth 1988; Tatsumi & Eggins 1995). Az alábukó lemez geometriája megváltozott (Seghedi et al. 2010) a Trotus-vonal mentén, attól délre függőleges helyzetbe került (Vrancea lemez). A lemez elválás (szétnyílás) mentén az asztenoszféra anyaga kitöltötte a keletkezett üres teret (Matenco et al. 1997) és a melegebb anyag a szélek, azaz a gyengeségi zónák mentén részben megolvadhatott, amely olvadék a köpenyék anyagával keveredik és adakitos magmát képez (Defant & Drummond 1990; Drummond et al. 1996). Amennyiben az alábukó átalakult óceáni kéreg nagy hőmérsékleten megolvad, előbb nyomás és hőmérséklet emelkedés hatására dehidratálódik és fluidmobilis elemtartalma (így az erősen fluid-mobilis B-tartalma is) nagy mértékben csökken. A dehidratált lemez olvadása során keletkező magma B-koncentrációja már viszonylag alacsony (Brenan et al. 1998b). Ez is eredményezhette a Dél-Hargitai minták viszonylag kis B/Sm-, vagy B/Zr-arányát.

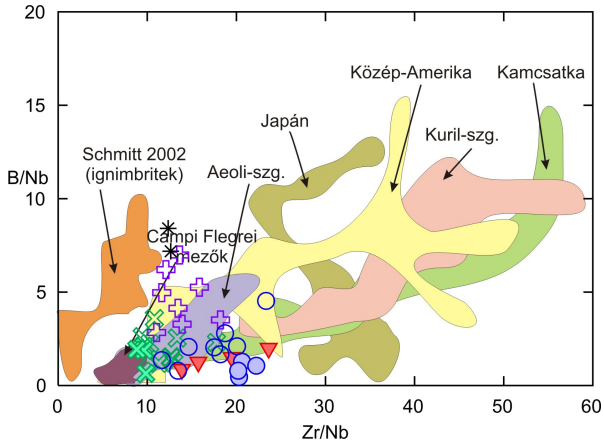
A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli magmás kőzeteit más, aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel is összehasonlítottam azok Nb vs. B/Nb-aránya alapján (**7.2.20. ábra**). A vizsgált kőzetek Közép-Amerika és a Kuril-szigetek vulkánjaihoz, valamint a Tonga-Kermadec hátsághoz képest kis B/Nb-arányt mutatnak. A Kelemen- és a Görgényi-havasok kőzetei a kis Nb-tartalmú Kamcsatka és az Aeoli-szigetek mintáival mutatnak hasonlóságot. A dél-hargitai minták az Aeoli-szigetek vulkanitjaival mutatnak hasonlóságot, bár B/Nb-arányuk enyhén nagyobb. Az észak-hargitai minták kiugróan nagy B/Nb-aránya eltörpül a közép-amerikai, vagy kuril-szigeteki minták B/Nb-aránya mellett, viszont Nb-tartalmuk nagyobb mint ami az aktív szubdukciós zónákra jellemző.



7.2.20. ábra: A Nb vs. B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994; Leeman & Sisson 1996).

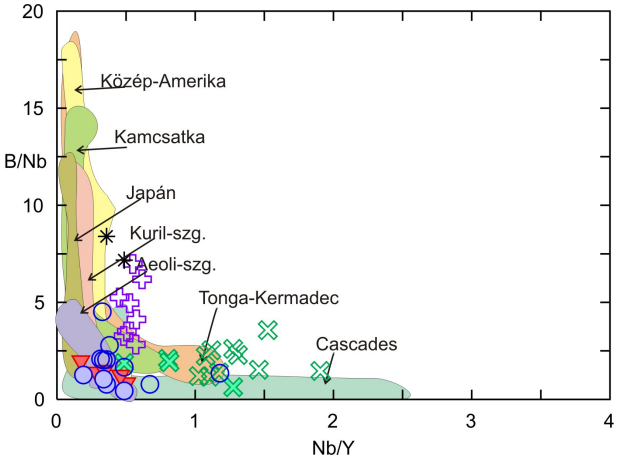
A parciális olvadás mértékét és a magmaforrás régió változatosságot jelző elemarányokhoz (pl.: Zr/Nb, Nb/Y, La/Y) képest vizsgáltam a fluidhatást tükröző B/Nb-arány

Kelemen/közepes K-tartalmú · Kelemen/nagy K-tartalmú · Görgény · Észak-Hargita · Dél-Hargita/közepes K-tartalmú · Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit



7.2.21. ábra: A Zr/Nb vs B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel (Tonarini et al. 2001; Ishikawa et al. 2001; Ishikawa et al. 1997; Leeman et al. 1994).

változását a kelet-kárpáti vulkáni területen, összehasonlítva irodalmi adatokkal. Az összehasonlításként használt területek a B/Nb- és Zr/Nb-arányai közel pozitív korrelációt mutatnak (**7.2.21. ábra**), hasonlóan a kelet-kárpáti területekhez A diagrammon a különböző területek mezői a bal alsó sarokban konvergálnak és ott szinte mindegyik átfedi egymást (kivéve Japánt és az ignimbrit mintákat). A fő különbséget az, hogy a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat kőzetei kisebb változatosságot mutatnak, az Aeoli-szigetekhez, és a Flegrei mezőkhöz hasonlóan (**7.2.21. ábra**; Tonarini et al. 2001, 2004). Ezekhez a területekhez képest Kamcsatka (Ishikawa et al. 2001), Kuril-szigetek (Ishikawa et al. 1997) és Közép-Amerika (Leeman et al. 1994) mészalkáli vulkanitjai mind a Zr/Nb-, mind a B/Nb-arányokban nagyobb változatosságot mutatnak. A tipikus asztenoszféra eredetű óceáni sziget bazaltoknak (OIB) van kis Zr/Nb-aránya (Sun & McDonough 1989) (lásd: **7.2.17. ábra**).



7.2.22. ábra: A Nb/Y vs B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel. (referencia lsd. **7.2.21. ábra**)

A Nb/Y-arány segítségével a köpenyforrások közt tehetünk különbséget (**7.2.22. ábra**). A Kelemen-, a Görgényi-havasok és az Észak-Hargita kis Nb/Y-arányú mintái litoszféraköpeny eredetet jeleznek, míg B/Nb-arányuk alapján eltérő mértékű forrás kontaminációt feltételezhetünk. A Kelemen- és a Görgényi-havasok vulkáni kőzetei az Aeoli-szg. vulkanitjaival mutatnak hasonlóságot a B, Nb, és Y-tartalmuk alapján. A Dél-Hargita nagyobb Nb/Y-arányú, asztenoszféraköpeny eredetű mintáiban a B-tartalmú fluidumok hatása kisebb volt, akár csak az amerikai Cascade vonulat vulkanitjaiban (Leeman et al. 2004; **7.2.22. ábra**).

Összefoglalva: A kelet-kárpáti vulkáni terület magmaforrás kőzeteinek összetételére az alábukó átalakult óceáni kéregből (AOC) és üledékekből származó fluidumoknak jelentős szerepe volt. A frakcionáció és asszimilációs folyamatok módosították az eredeti olvadékok összetételét, de ezek hatása a hasonló kőzet/olvadék megoszlási együtthatóval rendelkező

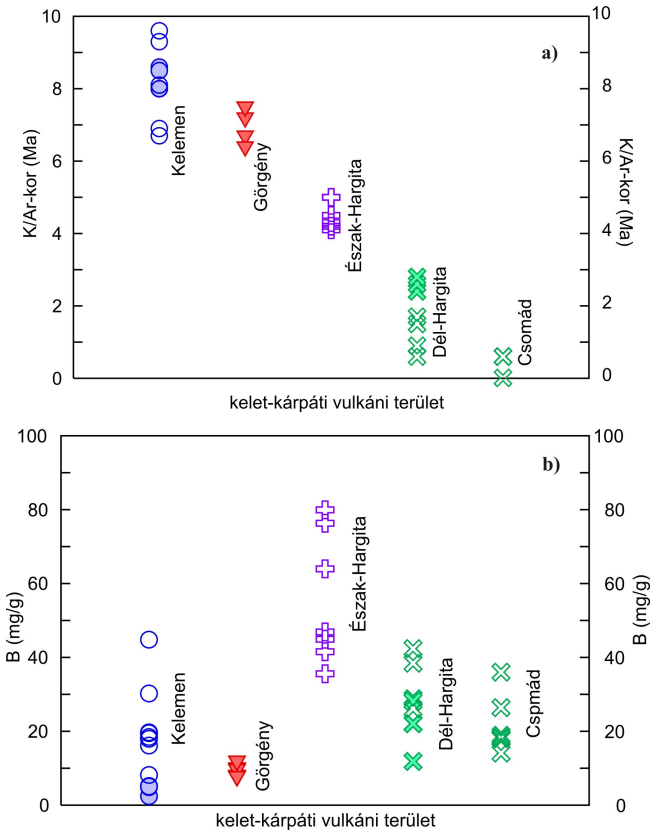
Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

nyomelem arányok használatával kiszűrhető. A hasonló $D_{kőzet/olvadék}$, de eltérő fluid-mobilitási értékkel rendelkező nyomelemek arányából a magmaforrás régiót ért fluidumok viszonylagos mennyiségére és eredetére tudunk következtetni. A Kelemen-Görgényi-havasok kőzetei közepes B és Ba vs. Zr és Sm arányokkal rendelkeznek kis Nb-tartalom mellett, ami MORB-hoz közeli összetételű, alábukó lemezből származó fluidumok által metaszomatizált magmaforrás területet jelez. Az Észak-Hargita vulkanitjainak Ba/Zr és Sm arányai kisebbek a B/Zr és Sm arányokhoz képest, valamint a Nb-tartalmuk is jelentősebb, amiből arra következtethetünk, hogy a köpenyforrást nagy mennyiségű, valószínűleg a Külső-Kárpáti, nagy B-tartalmú (> 100 µg/g) flis üledékekből származó fluidumok (B> 5000 µg/g) átitattak. A Dél-Hargita magmaforrás régiója OIB alatti forrásterületekhez hasonló lehetett, amit nagy Ba/Zr és Sm tartalmú fluidumok metaszomatizáltak. A kiugróan nagy Ba értékeket AFC és FC folyamatokkal nem lehet elérni, főként mert a feltételezhető kontamináló közegek Ba-tartalma is kisebb, másrészt nem volt jelentős mértékű frakcionációs kristályosodás a területen. Viszont a kőzetek kémiai összetételük alapján adakitos jelleget mutatnak (Seghedi et al. 2004a,c; 2007; 2010), ami arra enged következtetni, hogy kismértékben az alábukó lemez is megolvadhatott. A lemez nagy mértékben dehidratálódik olvadás előtt, így az erősen fluid-mobilis B jelentős része eltávozik mielőtt a lemez megolvadna (Defant et al. 1991a,b; Leeman et al. 1994). A kis B-tartalmú kéreganyag olvadékának B-koncentrációja alacsony. A dél-hargitai minták kis B/Sm és nagy Ba/Sm-aránya, a kis Zr/Nb-arány, a kis Y-, és Yb-tartalom alátámasztja azt az elképzelést miszerint az alábukó lemez a kelet-kárpáti vulkáni terület legdélebbi részén részben megolvadt (Seghedi et al. 2004a,c; 2007; 2010).

7.2.5. Bórkoncentráció idő és térbeli változása a kelet-kárpáti vulkáni területen

Szubdukciós folyamatok hatására kialakuló vulkáni ívek alatt, a magmaforrás régiójának megismeréséhez érdemes tanulmányozni a kitörési kőzetek fő-, nyomelem, és izotóp összetételének változását a vulkáni ív mentén, valamint az íven át, a szubdukciós fronttól a medence irányába. Elsőként Dickinson & Hartherton (1967) a kontinensperemi vulkánok magmaképződésének kutatásakor a kitörési kőzetek K_2O-tartalma és a Benioff-zóna mélysége közt véltek összefüggést felfedezni. Azóta számos nyomelem ívmenti és íven keresztüli változékonyságát írták le és adtak rájuk magyarázatot. A B-koncentráció ív menti változását Leeman et al. (1994) a Közép-Amerikai vulkáni íven, míg a Benioff-zóna mélységével összefüggő változását Ryan et al. (1995) a Kuril-szigetek példáján mutatták be.

A B-koncentráció változékonyságát érdemes megfigyelni a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat mentén is. A mészalkáli képződmények a Kárpátok ívével közel párhuzamosan, és az alábukás frontjához viszonylag közel helyezkednek el. A vulkanizmus 11,3 és 0,04 millió év közt zajlott (Pécskay et al. 1995a,b; 2006; Szakács et al. 2002), az aktivitás a lemezletörésnek és a vulkanizmus ívmenti vándorlásának köszönhetően az egyes vulkáni komplexumok területén viszonylag rövid idejű volt (**7.2.23. a ábra,** Pécskay et al. 1995a,b). Az inkompatibilis és fluid-mobilis elemek az ív mentén szisztematikusan változnak (Mason et al. 1998). A kelet-kárpáti vulkáni területen az alábukás frontjával párhuzamosan húzódó és dél-délkeleti irányba fiatalodó vulkáni képződmények, B-tartalmának változása (**7.2.23. b ábra**), utalhat a az alábukó óceáni lemezből és üledékekből származó fluidumok ív menti területi eloszlására.

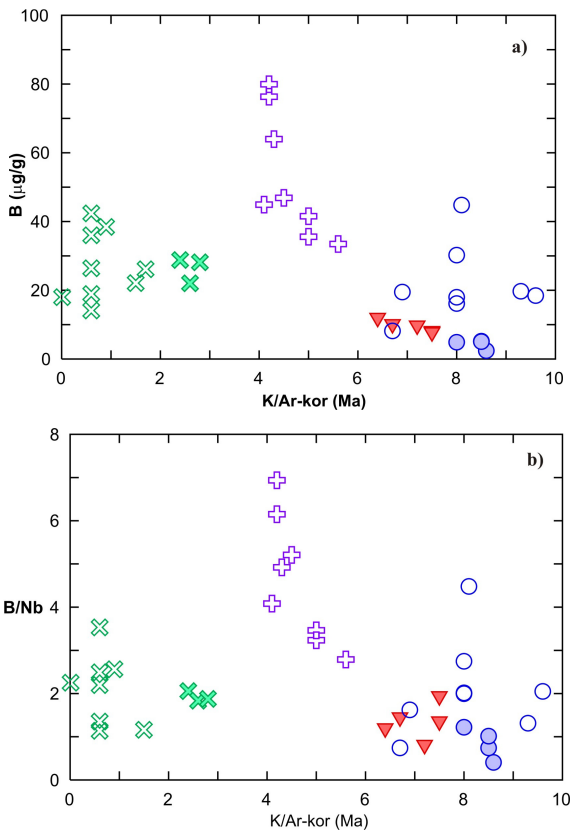


7.2.23. ábra: **a)** A kelet-kárpáti vulkáni területen vizsgált mészalkáli vulkáni kőzetek K/Ar-kora és **b)** B-koncentráció eloszlása.

A B-koncentráció a Kelemen-havasok közepes K-tartalmú kőzeteitől a Görgényi-havasokon keresztül az Észak-Hargitáig nő (**7.2.23. b ábra**), majd a Dél-Hargita területén

Kelemen/közepes K-tartalmú
Kelemen/nagy K-tartalmú
Görgény
Észak-Hargita
Dél-Hargita/közepes K-tartalmú
Dél-Hargita/nagy K-tartalmú + shoshonit

lecsökken. A B és B/LREE-arányok a kelet-kárpáti vulkáni ív mentén nagyon hasonló eloszlást mutatnak (**7.2.24. a, b ábrák**). A B/LREE-arány a Kelemen-, a Görgényi-havasok és a Dél-Hargita kőzeteiben hasonló intervallumban mozog (**7.2.24. b ábra**) és átfed a lokális felső kéregre jellemző adatokkal. Az ív mentén a B/immobilis és Ba/immobilis elemarányokban mutatkozó különbségek (lásd. **7.2.4. fejezet**) igazolják, hogy eltérések voltak a lemezalábukás természetében, az alábukó anyag mennyiségében és a metaszomatizáló fluidumok eredetében. A B/LREE-arány azokban a kőzetekben magas, amelyeknek a magmaforrás régióját nagy B-tartalmú fluidum metszomatizálta. Azaz az olvadási régió mélységében (~80-120 km) az alábukó lemezből és az üledékekből távozó fluidumok még viszonylag nagy mennyiségű bórt tudnak mobilizálni, és/vagy nagy mennyiségű üledék bukik alá. Amennyiben az alábukó lemez dehidratácója során a B-tartalmú fluidumok még az olvadási zóna mélysége előtt távoznak, vagy a lemezen lévő B-gazdag üledék nem tudott alábukni, úgy a magma B-ban szegény lesz. Ez utóbbi eset előfordulhat fiatal, viszonylag nagy hőmérsékletű litoszféralemez sekély szögben való alábukásakor, ami már a szubdukció kezdetén nagyrészt dehidratálódik (Leeman et al. 1994). Az alábukó lemez megolvadása is eredményezhet B-szegény magmát. A megolvadó lemez magas hőmérséklete miatt még az olvadás előtt dehidratálódik és B-ban kimerült lesz (Moran et al. 1992).



7.2.24. ábra: a) A kelet-kárpáti vulkáni területen vizsgált kőzetek K/Ar-kora és B-tartalma; valamint **b)** B/Nb-aránya közti összefüggés.

A Kelemen-, Görgényi-havasok és a Dél-Hargita kőzetei más szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni területekre is jellemző B/Nb, B/La, B/Sm-arányokat mutatnak. Az Észak-Hargita kőzeteiben a B/immobilis elemarányok magasabbak, mint az ív többi részén. Az ívnek ezen a szakaszán lehetett a legmagasabb az alábukó üledékekből származó B-gazdag fluidumok mennyisége. Vagy az alábukó és hátragördülő lemez ezen a területen érhette el azt az optimális alábukási szöget, ami megfelelő ahhoz, hogy az olvadási régió mélységében távozzon a B nagy része a fluidumokkal. A Dél-Hargita területén a Ba/immobilis elemek aránya kiugróan magas az ív többi részéhez viszonyítva, átlagos B-tartalom mellett, ami azt jelzi, hogy a szubdukciós

komponenseknek kiemelkedő szerepe volt az ív déli részén, viszont a B-tartalom a többi fluidmobilis elemhez képest csökkent (hígult). Az alábukó lemez olvadása például eredményezhet kis B-, de nagy Ba-tartalmú magmát (pl. Defant et al. 1991a,b).

A kőzetek kémiai paramétereit az alábukás fizikai tulajdonságai nagyban befolyásolták. Az Észak-, és Dél-Hargita közti hirtelen geokémiai változás (Mason et al. 1996) összhangban van a mélybeli szerkezeti viszonyokkal, itt húzódik ugyanis egy mélytörés, a Trotus-vonal, amely mentén a lemezalábukás meredeksége megváltozhatott (Cloetingh et al. 2004). A mélytöréstől délre a magma forrása asztenoszférikus jelleget mutat, a parciális olvadás mértéke fokozatosan alacsonyabb (Szakács et al. 1993). Dél felé a magmaforrás régió is egyre mélyebben helyezkedett el, ami az alábukó lemez süllyedésével és leszakadásával párhuzamosítható. Azaz nem egy fiatal, „meleg”, sekély szögben alábukó lemez megolvadásáról beszélünk, hanem a hátragördülés hatására az üledékkel meredeken alábukó lemez letört és a törés mentén a meggyengült részek nagyobb valószínűséggel olvadtak meg és eredményeztek kémiailag az ív többi részétől eltérő összetételt.

Összefoglalva: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzetei jelentős mennyiségű szubdukciós komponenst tartalmaznak. A fluidum hozzáadás mértéke különösen az Észak, és a Dél-Hargita alatt volt jelentős, mint azt a fluid-mobilis B és Ba kőzetekben mért nagy koncentrációja is jelzi. A Kelemen- és a Görgényi-havasok mészalkáli kőzeteinek elsődleges magmái feltételezhetően olyan köpenyből származnak, amely enyhén gazdagodott és amelyet a szubdukálódott litoszféra lemez anyagából származó fluidumok metaszomatizáltak (forrásterület kontamináció). Az Észak-Hargita kőzeteinek kiugróan magas B/immobilis elemaránya a terület alatt relatív nagy mennyiségű üledék szubdukcióját feltételezi. A kimerült köpenyanyaghoz (kimerült MORB-forrás) hozzájáruló terrigén, szubdukált üledékes komponens Mason et al. (1996) modellje alapján nem lehetett több, mint 1%. Enyhén gazdagodott EAR-típusú kiinduló köpenyanyag összetételt feltételezve 5-10% üledékes anyaggal való keveredésre van szükség (Mason et al. 1996). De ez a mennyiség jóval meghaladja az általánosan feltételezhető alábukó üledék mennyiségét (pl.. Whitford et al. 1981; Vroon et al. 1993). Az üledékekhez képest a belőlük származó fluidumok B/immobilis aránya nagyobb, így a viszonylag kevés üledékből származó metaszomatikus fluidumok is jelentősen megnövelik a magmaforrás terület B/immobilis elem arányát. A Dél-Hargita és azon belül különösen a Csomád kőzeteinek kiugróan magas Ba/Sm- és Ba/Zr-arányai, alacsony B/immobilis arányok mellett nem magyarázhatók csak az alábukó lemezből származó fluidum hozzáadódással. Valószínűleg az alábukó lemez kismértékű megolvadása is hozzájárult a teljesen eltérő magmaforrás régió kialakulásához.

8. Összefoglaló következtetések

A dolgozathoz kapcsolódó kutatómunka keretében első ízben került sor a Kárpát-Pannon mészalkáli vulkáni kőzetek B-koncentrációjának mérésére. Az értekezésben szereplő 150 mészalkáli minta B adatai reprezentatív képet nyújtanak a Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni képződményeinek B-koncentráció eloszlásáról. Összehasonlításképpen számos eltérő korú és típusú vulkáni kőzet B-tartalmának mérésére is sor került.

A prompt-gamma aktivációs analízis (PGAA) geológiai mintákon való alkalmazhatóságát geológiai standardok mérésével támasztottam alá, valamint olyan geológiai minták elemzésével amelyeket korábban más – a geokémiában már rutinszerűen használt – módszerekkel megmértek. A budapesti PGAA berendezés alkalmazása geokémiai kutatásokban mára már elfogadott, és számos nemzetközi együttműködésből származó geokémiai tárgyú cikk született a közreműködésemmel, amelyek neves nemzetközi tudományos folyóiratokban jelentek meg: Marschall et al. 2005; Marschall et al 2006;. Harangi et al. 2007; Pelletier et al. 2008a,b; Németh et al. 2008; Marschall et al. 2009; Cristache et al. 2009; Di Nicola et al. 2009, Kiss et al. 2010; Kodolányi et al. 2010; Seghedi et al. 2010b.

A dolgozatban vizsgált minták nagy részét korábban más módszerekkel már elemezték, így lehetőség nyílt a PGAA mérések adataival való összehasonlításra, és a korábbi mérési eredmények néhány fontos elemmel való kiegészítésére (pl. H_2O, B, Cl, Gd). A saját gyűjtésű mintákat, illetve azokat amelyekből nem készültek korábbi elemzések más módszerekkel is mértük (NAA, LA-ICP-MS), hogy a PGAA adatokat kiegészíthessük. Az NAA mérések k_o-módszerrel szintén a Budapesti Kutatóreaktorban készültek, míg az LA-ICP-MS mérések az MTA Izotópkutató Intézetben. Az LA-ICP-MS méréseket teljes kőzeteken végeztük, az általunk kidolgozott, **5.4. fejezet**ben ismertetett módszerrel, amely egyszerűsíti a mintaelőkészítést, viszont az eredmények pontossága más módszerekhez viszonyítva – még elfogadható mértékben ugyan – de kisebb.

A B-koncentráció ismerete jelentős információkkal szolgálnak a szubdukciós zónákhoz köthető mészalkáli vulkanitok magmaforrás régióját ért metaszomatikus fluidumok hatásáról. Önmagában azonban a B-tartalom ismerete nem elegendő, mivel extrém fluid-mobilis és erősen inkompatibilis nyomelem, amely koncentrációját a frakcionációs kristályosodás (FC), az asszimilációs és frakcionációs kristályosodás (AFC), valamint a részleges olvadás (PM) jelentősen megváltoztatja az olvadékban és a belőle kristályosodó kőzetben is. A különböző folyamatok során bekövetkező B-koncentráció változást a nyugat- és a kelet-kárpáti vulkáni kőzetek FC, AFC illetve részleges olvadási folyamatokat leginkább tükröző mintasorozatain szemléltettem a megfelelő modellek alkalmazásával. Mint más nyomelemek esetében, érdemes a

bórt is egy hasonlóan inkompatibilis nyomelemmel arányba állítani kiküszöbölve az FC, AFC és a részleges olvadás hatásait. Amennyiben a viszonyításként választott nyomelem immobilis, úgy a B-hoz való arányából a magmaforrás területet ért fluidmetaszomatózis mértékére következtethetünk. Ilyen nyomelem koncentrációarányok például a B/La, a B/Nb, vagy a B/Sm. Számítási modelleken mutattam be az FC, AFC és részleges olvadási folyamatokat hatását az említett nyomelemek arányokra. Az FC folyamatok szinte egyáltalán nem befolyásolják pl. a B/Zr-, vagy a B/Sm-arányokat. A B/Pb-, B/La- és a B/Sm-arányokat az alsókéreg asszimiláció alig, vagy egyáltalán nem befolyásolja, míg a felső kéreg asszimiláció kis mértékben növeli. A részleges olvadás hatása erőteljesebb, ha az olvadás mértéke nagyon kicsi, mert akkor a leginkább inkompatibilis elemek, köztük a B, azonnal az olvadékba távoznak. A nagy mértékű olvadás csökkenti a koncentrációjukat, mivel a kevésbé inkompatibilis nyomelemek is olvadék fázisba kerülnek. Amennyiben az olvadás a metaszomatikus fluidumok hatására következik be, úgy szoros összefüggés áll fenn a forrásfluidhatást jelző nyomelem arányok (pl. B/Nb, B/La stb.) és a parciális olvadás mértékét jelző elemarányok (pl. Zr/Nb) közt. A csökkenő Zr/Nb-aránnyal B/Nb-arány is csökkenne. A nyomáscsökkenés hatására bekövetkező olvadás során a kőzetsorozaton belül közel változatlan B/Nb-arány mellett a Zr/Nb-arány változást mutat.

A különböző kontamináló közegek hatásának vizsgálatához ismerni kell azok B-tartalmát, ezért a Kárpát-Pannon térségből számos alkáli bazalt, felső köpenyből származó xenolit és alsókéreg eredetű granulit, valamint felsőkéreg átlag összetételére utaló kőzetek B-tartalmát mértem meg PGAA-val. Így a dolgozatban szereplő B-adatok jól felhasználhatók különböző petrogenetikai modellek alkalmazásához (**6.4. fejezet**). Ezeken felül megmértem a feltételezhetően alábukó üledék, a Kárpátokat övező kréta korú flis üledékek B-tartalmát is, amelyek jó egyezést mutattak a nemzetközi együttműködés keretében vizsgált Fekete-tengeri üledékek átlag B-tartalmával, valamint a Csendes-óceáni üledékek irodalomból származó B-koncentráció értékeivel. Az üledékekből származó fluidumok B-tartalmára vonatkozóan is végeztem számításokat (**7.2.4. fejezet**), bizonyítva hogy a fluidumokban koncentrálódó B-mennyisége több nagyságrenddel nagyobb – az erős fluid-mobilis tulajdonságának köszönhetően –, mint az üledékben, azaz az üledékbeolvasztás hatása lényegesen kisebb, mint az üledékből származó fluidum metaszomatikus hatása.

A dolgozatban tárgyalt nyugat- és kelet-kárpáti vulkáni képződmények között számos eltérés tapasztalható a magma- és kőzetképződési folyamatokban, amelyekre nagy hatással voltak a geodinamikai környezetben, az alábukó lemez összetételében és kontinentális kéreg vastagságában mutatkozó különbségek. Az ív mentén vizsgált bórgeokémiai adatok alátámasztják ezt a változékonyságot, és bepillantást nyújtanak a magmaforrás régiót ért

fluidhatások mértékének változásába. Mindkét területi egység kőzeteinek kémiája szubdukciós komponensekben való gazdagodást mutat, azaz a magmaforrás területeket szubdukciós fluidumok metaszomatizálták. A különböző helyen és időben képződött olvadékok összetételét eltérő mértékben, de frakcionációs és asszimilációs folyamatok is befolyásolták. A parciális olvadás mértékében is voltak különbségek. A magmaforrás régió összetételének és a forrást ért fluidhatások eredetének és mértékének vizsgálatához azonban ki kell küszöbölni a későbbi folyamatok kőzetkémiára gyakorolt hatását. Ezért olyan nyomelemarányokat vizsgáltunk, amelyek egyértelműen a magmaforrást ért fluidhatásokra (pl. B/Zr, Sm, La és Ba/Zr, Sm, La) jellemzőek, illetve a különböző forrásterületeken a részleges olvadás mértékében mutatkozó különbségek kimutatására (pl. Nb/Y, Zr/Nb, Ce/Y) alkalmasak.

A nyugat-kárpáti vulkáni terület az ALCAPA-lemez és az európai kontinentális szegély ütközése nyomán alakult ki. A Nyugati-Kárpátok alatt a déli irányú lemezalábukást, és a terület alatt szubdukált lemez jelenlétét, a jelenlegi geofizikai tanulmányok megkérdőjelezik (Grad et al. 2006). Ahol nincs elegendő mennyiségű alábukó üledék és/vagy az alábukó lemez sem éri el az olvadékképződéshez szükséges mélységet, azaz a felszabaduló metaszomatikus fluidumok mennyisége nem elegendő ahhoz, hogy csökkentse a magmaforrás régió anyagának szoliduszát, ott csak nyomás csökkenés hatására, vagy emelkedett hőhatásra mehet végbe olvadás. Egyre több bizonyíték szól amellett, hogy lemezperemi mészalkáli vulkáni képződmények magmaforrás régiójában inkább nyomáscsökkenéses olvadás megy végbe, mint fluidhatásra bekövetkező olvadáspont csökkenés, és olvadék képződés. Grad et al. (2006) szerint a lemezek egymás melletti elcsúszása eredményezett nyíró hatást, amely gyengeségi zónákat és nyomáscsökkenéses, tenziós feszültségtérben létrejött olvadást okozott. Mivel a vulkáni kőzetek szubdukciós nyomokat tartalmaznak, ezért korábbi szubdukciós folyamatok eredményeképp metaszomatizált anyag kellett, hogy megolvadjon. A szubdukciós metaszomatózis és a nyomáscsökkenéses olvadás folyamatai között eltelt több százezer/millió éves időeltolódás eredményezheti a szubdukciós nyomok árnyalt, kevésbé egyértelmű megjelenését a poszt-szubdukciós, vagy inkább szin-extenziósnak folyamatok során keletkezett vulkáni kőzetekben. Amennyiben az alábukási folyamatokkal egyidőben, azok közvetlen hatására megy végbe olvadás és vulkanizmus, úgy az alábukó lemezből távozó fluidumok hatása egyértelmű, például a B-mennyisége – más inkompatibilis és immobilis elemekhez képest – az alábukás frontjától távolodva csökken. A nyugat-kárpáti vulkáni területen a mészalkáli vulkáni működés okát különbözőképpen ítélik meg a kutatók. Balla (1981), Szabó et al. (1992) és Downes et al. (1995) szerint a vulkanizmus közvetlenül a szubdukciós folyamatok; Mason et al. (1998), Nemčok et al. (1998) és Seghedi et al. (1998) szerint inkább a szubdukálódó lemez fokozatos leszakadásának eredménye. Ezzel ellentétben Lexa & Konečný (1974, 1998), Stegena et al. (1975), Harangi et

al. (1998), Harangi & Downes (2000), valamint Harangi (2001a; 2007) szerint a vulkáni tevékenység a Pannon-medence belseji litoszféra extenziójához kötődik. A metaszomatizált köpeny eredetű olvadék és az alsó kéreg olvadékok keveredése eredményezte a szilícium-dús, majd mészalkáli vulkanizmust. A kéreganyag hozzáadódásának mértéke egyre inkább csökkent, és az extenzió hatására a litoszféra elvékonyodott. Legújabb vélemények szerint (Kovács & Szabó 2007) a köpenyanyag gazdagodása távolabbi tektonikai helyzethez köthető, méghozzá vagy a Budva-Pindos, vagy pedig a Vardar-óceán mezozoós-paleogén bezáródásához.

A nyugat-kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai adatai alapján sincs szoros összefüggés a lemezalábukás és a vulkanizmus folyamata közt. Aktív szubdukciós zónákban megfigyelték, hogy a fluid-mobilis és inkompatibilis nyomelemek az ív mentén, vagy a vulkanizmus folyamán időben szisztematikusan változnak, a lemezalábukás fizikai és a magmaforrás régiók kémiai változásának hatására. A nyugat-kárpáti vulkáni területen térben nem tapasztaltuk a nyomelemek, különösen a B-koncentrációjának egyértelmű változását. A felszínen megjelenő kőzetek kémiai összetételének kialakításában jelentős szerepe volt a frakcionációs kristályosodási és asszimilációs folyamatoknak. Az olvadás mértéke is eltért az egyes területeken, de ez az eltérés nem volt elegendő a tapasztalt inkompatibilis elemtartalom változatosságának kialakításához. A szubdukciós komponensek mennyisége a térségben egyértelmű fluid metaszomatikus hatást jelez. Ezek alapján arra következtethetünk, hogy korábbi lemezalábukáshoz kapcsolódó metaszomatikus fluidumok közel azonos mértékben átitatták a nyugat-kárpáti vulkáni terület alatt található litoszféra köpeny anyagát, amely a lemezmozgások hatására bekövetkező extenzió következtében nyomáscsökkenés hatására megolvadt, elsőként mobilizálva az erősen inkompatibilis és fluid-mobilis nyomelemeket. Azokon a területeken ahol a vulkanizmus huzamosabb ideig tartott (pl. közép-szlovákiai vulkáni terület), tapasztalhatjuk a kőzetek fiatalodásával a B-tartalom csökkenését, ami jelzi a magmaforrás terület összetételének változását, a már kimerültebb, illetve kevésbé átalakult anyag olvadását. A szubdukciós fluidumok nagy valószínűséggel az óceáni kéregből, mintsem az alábukó üledékekből származtak, amit a B/Sm-arányhoz képest nagy Ba/Sm és K_2O/Sm-arányok is alátámasztanak. A Ba és a K_2O kéregeredetre utalnak, ami nem feltétlenül az alábukó lemez kérgéből kerül az olvadékba, hanem a metaszomatizált alsókéreg, esetleg felsőkéreg anyag asszimilációja során is bekerülhet a magmába. A B a Ba-nál könnyebben mobilizálódik a metamorfózis előrehaladtával (Leeman et al. 1992), így kis szögben történő alábukás esetén a B a Ba-hoz képest jóval kisebb mennyiségben jut el az olvadékképződési régióba. Az idősebb vulkanitok (kis Nb/Y, nagy Zr/Nb és változatos B/Nb-arányokkal) egy olyan litoszféra kőzet olvadásával keletkezhettek, amelyet korábbi kéreg eredetű szubdukciós komponensek különböző mértékben átalakítottak. A korábbi szubdukciós fluidumok által metaszomatizált, sekély litoszféra köpenyben nagyobb

valószínűséggel őrződött meg a Ba, mint a sokkal mobilisabb B. A fiatalabb vulkáni képződmények (nagy Nb/Y, kis Zr/Nb és kis B/Nb-arányokkal) forrása már egy kevésbé kontaminált asztenoszféra jellegű anyag lehetett. Harangi et al. (2001) az $\delta^{18}O$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány alapján köpeny eredetű olvadék és metaüledékes alsókéreg-eredetű anyag keveredését feltételezték a nyugat-kárpáti vulkáni terület nyugati része alatt. A keveredési modell 20-25% alsókéreg komponenst feltételez (Harangi et al. 2001). Harangi et al. (2007) is a metaüledékes alsókéreg anyag beolvasztásának uralkodó szerepét hangsúlyozza a nyugat-kárpáti vulkáni kőzetek kémiai összetételének kialakításában. Az alsókéreg anyagának beolvasztása valamivel nagyobb mértékben növeli a Ba/Sm- és K_2O/Sm-, mint a B/Sm-arányokat. A Ba és a B-koncentrációk is jóval nagyobbak a vulkáni kőzetekben, mint amit az átlag alsókéreg megolvasztásával kapunk, azaz a metaszoamtizált köpeny alsókéreg anyaggal keveredhetett.

A kelet-kárpáti területen a mészalkáli vulkáni tevékenység az aktív szubdukciót követte. Az alábukó lemez a késő miocénben elkezdett hátragördülni a lemez súlyának és a keleti irányú köpeny áramlásnak a hatására (Mason et al. 1996; 1998). Az alábukó lemezből távozó fluidumok metaszomatizálták a köpenyék anyagát, amely nyomáscsökkenés és emelkedett hőhatásra részlegesen megolvadt, mivel a szubdukálódó lemez a késő miocénben dél felé fokozatosan kezdett letörni, és 10 millió évvel ezelőtt megindult a vulkáni tevékenység. Az időben eltolódó vulkáni működés (Pécskay et al. 1995a,b) alapján arra következtethetünk, hogy a magmaképződési régió dél felé, a lemez leszakadással együtt vándorolt (Mason et al. 1998). A lemez leszakadás nem csak dél felé volt fokozatos, hanem egyre sekélyebben történt, a délkeleti területeken napjainkban fejeződik be (Vrancea-zóna; Wortel & Spakman 2000; Sperner et al. 2001). Az Észak- és Dél-Hargita közti területen húzódó Trotus-vonal mentén az alábukó lemez összetétele és geometriája megváltozik, a tektonikai vonaltól délre és északra a vulkáni képződmények összetétele eltérő. A földrengéshullámok vizsgálata alapján a Keleti-Kárpátok hajlatánál található Vrancea-zóna alatt egy asztenoszférába süllyedő függőleges helyzetű litoszféra lemez maradványait valószínűsítik (Onescu & Bonjer 1997; Sperner et al. 2004). A kelet-kárpáti vulkáni terület legdélebbi részén kb. 2-3 millió éve történt jelentős változás a magmák összetételében: normál mészalkáli vulkanizmust nagy K-tartalmú shoshonitos vulkanizmus követett egyidejű alkáli bazalt vulkanizmussal (Seghedi et al. 1987). Az adakit-szerű mészalkáli vulkáni kőzetek keletkezésének egyik magyarázata lehet, hogy a Trotus-vonal által határolt lemezszegély mentén feláramló forró asztenoszféra anyag részben megolvaszthatta a lemez peremeket még több illó anyagot felszabadítva (Mason et al. 1998; Harangi & Lenkey 2007), amely olvadék a meredeken alábukó Moesiai lemez mentén a köpenyék sarkában áramlott (*corner flow*), majd az alsókéregben tovább differenciálódott (Seghedi et al. 2010). Ezzel ellentétben Girbacea & Frisch (1998) és Chalot-Prat & Girbacea (2000) az európai lemez alsó

részének leválásával magyarázzák az együttes alkáli bazaltos és shoshonitos vulkanizmust, amelyet viszont geokémiai adatokkal nem támasztanak alá (Mason et al. 1996; Seghedi et el. 2004a). Harangi (2002) szerint a feláramló forró asztenoszféra anyag hatására a szubdukciós fronthoz közel, a vastag, metaszomatizált (EM I-típusú, gazdagodott) litoszféra köpenyben csak kis mértékű olvadás indult meg és a keletkező olvadék a vastag földkéreg anyagát asszimilálta.

A kelet-kárpáti vulkáni terület bórgeokémiai adatai, valamint a lemezalábukás és vulkanizmus folyamata közt egyértelmű összefüggés mutatkozik. A fluid-mobilis és inkompatibilis nyomelemek az ív mentén, az időben vándorló vulkanizmussal változnak, ami a fokozatos lemezletörés, majd a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat legdélebbi része alatt az alábukó lemez fizikai paramétereinek változásával hozható kapcsolatba. A vulkáni kőzetek kémiai összetételének kialakításában jelentős szerepe volt a frakcionációs, asszimilációs folyamatoknak. Az olvadás mértéke kis mértékben változik az egyes területeken, de az eltérés nem elegendő a tapasztalt nyomelem változatosság kialakításához. A szubdukciós komponensek mennyisége itt is jelentős, különösen a vonulat déli részén (Észak- és Dél-Hargita). Lemezalábukáshoz kapcsolódó, átalakult óceáni kéregből (AOC) és üledékekből származó fluidumok különböző mértékben metaszomatizálták a magmaforrás régiót, amely nyomáscsökkenés hatására megolvadt, mobilizálva az erősen inkompatibilis és fluid-mobilis nyomelemeket. A frakcionáció és az asszimilációs folyamatok módosították az eredeti olvadékok összetételét, de ezek hatása a hasonló kőzet/olvadék megoszlási együtthatóval rendelkező nyomelem arányok vizsgálatával kiküszöbölhető. A Kelemen-Görgényi-havasok kőzetei közepes B/Zr-, B/Sm-, illetve Ba/Zr- és Ba/Sm-arányokat mutatnak kis Nb-tartalom mellett, ami MORB-ra jellemző magmaforrás régióhoz közeli összetételű, alábukó lemezből származó fluidumok által metaszomatizált magmaforrás területet jelez. Az Észak-Hargita vulkanitjainak Ba/Zr-, illetve Ba/Sm-arányai kisebbek a B/Zr- és B/Sm-arányokhoz képest, valamint a Nb-tartalmuk is nagyobb, a magmaforrás régiót nagy mennyiségű, valószínűleg a Külső-Kárpáti, nagy B-tartalmú (> 100 µg/g) flis üledékekből származó fluidumok (B> 5000 µg/g) átitattak. A Dél-Hargita magmaforrás régiója hasonló lehet az OIB alatti forrás területekhez, amit nagy Ba/Zr- és Ba/Sm-arányú fluidumok metaszomatizáltak. A kiugróan nagy Ba értékeket az AFC és az FC folyamatok nem magyarázzák, főként mert a kontamináló közeg Ba-tartalma is kisebb. A kőzetek kémiai összetételük alapján adakitos jellegűek, ami arra enged következtetni, hogy az alábukó lemez megolvadhatott (Seghedi et al. 2004a,c; 2007; 2010). Az olvadási hőmérséklet elérése előtt a lemez dehidratálódik, és az erősen fluid-mobilis B nagy része eltávozik még mielőtt a lemez megolvadna (Defant et al. 1991a,b; Leeman et al. 1994). A kis B-tartalmú kéreganyag olvadékának B-koncentrációja kicsi. A dél-hargitai minták kis B/Sm és nagy Ba/Sm-aránya, a kis Zr/Nb-arány, a kis Y-, és Yb-tartalom alátámasztja azt az elképzelést miszerint az

alábukó lemez a kelet-kárpáti vulkáni terület legdélebbi része alatt részben megolvadt (Szakács et al. 1993; Mason et al. 1996).

Összefoglalva a nyugat- és a kelet-kárpáti vulkáni területek alatti magmaforrás területeket egyaránt metaszomatizálták szubdukciós fluidumok, amelyek főként az alábukó átalakult óceáni kéregből származtak, nem pedig az alábukó üledékből. Nagy valószínűséggel a Kárpátok mentén szubdukált litoszféra lemezzel csak kis mennyiségű üledék jutott a mélybe, vagy nagy mértékben dehidratálódott mielőtt elérte az olvadás forrásrégióját. Egyedül az Észak-Hargita alatt lehet számolni nagyobb mennyiségű üledékes anyag alábukásával, amit a kőzetek flis üledékekre és belőlük származó fluidumokra jellemző nagy B/Sm-, B/Zr-aránya is alátámaszt. Frakcionációs kristályosodás, valamint asszimilációs és egyidejű frakcionációs kristályosodási folyamatok egyaránt hatottak a nyugat- és a kelet-kárpáti vulkáni kőzetek magmáira. A nyugat-kárpáti vulkanitok Sr-izotóp aránya átlagban kis mértékben magasabb, mint a kelet-kárpáti vulkanitoké. Mindkét területen az olvadék kéreganyagot olvasztott magába, amely befolyásolhatta a kőzetek nyomelem tartalmát. Az alsókéreg kis mennyiségű bórt tartalmaz, beolvadása kisebb mértékben növeli az olvadék B-tartalmát, mint a nagyobb B-koncentrációjú felsőkéreg anyag beolvadása. Azonban a B/immobilis és inkompatibilis elemarány az alsó kéreg beolvadás hatására szinte nem változik, vagy akár még csökkenhet is, mert a koncentráció hígul, míg a felsőkéreganyag beolvasztása az arányt csak kis mértékben növeli. A nyugati területeken nincs egyértelmű összefüggés a kőzetek bórgeokémiai adatai és azok K/Ar-módszerrel mért kora, valamint helye közt. Egyedül a közép-szlovákiai területen figyelhető meg a vulkanizmus vége felé, hogy a magmaforrás régió átalakult és egy kevésbé metaszomatizált köpeny anyag kis mértékű olvadása eredményezte a mészalkáli bazaltok kisebb B-tartalmát (7,4-7,9 µg/g). Ez tovább csökkent a későbbi alkáli bazaltos vulkanizmus során (pl. Brehy 5,7 µg/g, Selmecbánya 1,7-1,8 µg/g) valószínűleg egy kimerült asztenoszféra köpenyanyag megolvadásának hatására. A keleti-területen egyértelmübb a változás térben és időben is, észak-északnyugatról dél-délkeleti irányba csökken a kőzetek radiometrikus kora, a szolgáltatott anyag mennyiség, míg nő a fluidmobilis elemek mennyisége. Leeman (1996) szerint a vulkáni kőzetek B-koncentrációjának ív menti változása igazolja, hogy az alábukás természete és az alábukó anyag mennyisége jelentősen befolyásolja az ív magmák összetételét. A legszembetűnőbb változás az Észak- és a Dél-Hargitai területek vizsgálatakor tapasztalható, ahol az alábukó lemez minősége és geometriája is megváltozik a két terület közt futó Trotus tektonikai vonalhoz kapcsolódóan.

GMÉLING KATALIN

A KÁRPÁT-PANNON TÉRSÉG MIOCÉN-KVARTER MÉSZALKÁLI VULKÁNI KŐZETEINEK BÓR GEOKÉMIAI ÖSSZETÉTELE ÉS KAPCSOLATA A SZUBDUKCIÓS FOLYAMATOKKAL: PROMPT-GAMMA AKTIVÁCIÓS ANALITIKAI VIZSGÁLATOK

A kutatómunkám fő célja a Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter korú, intermedier mészalkáli vulkáni kőzeteiben a bórkoncentráció adatok változatosságának vizsgálata, más nyomelem-, illetve izotópgeokémiai adatokhoz való viszonya alapján levonható geokémiai következtetések leírása, és beillesztése a korábbi magmagenetikai és geodinamikai modellekbe.

A Kárpáti mészalkáli vulkáni ív nyugati részén a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és Visegrádi-hegység, Cserhát, Mátra és a Tokaji-hegység területén 16 és 9 millió év között zajló mészalkáli vulkanizmus kapcsolata az európai lemezperem paleogén korai-miocén szubdukciójával, valamint a szubdukció szerepe a terület kőzeteinek alakításában sok kérdést vet fel a kutatók körében. A keleti területen a Kelemen-Görgény-Hargita ív mentén szorosabb a szubdukció folyamatok, valamint a térben és időben vándorló vulkáni tevékenység kapcsolata, de a vonulat déli részén az Észak- és a Dél-Hargita közt jelentős mértékű változás tapasztalható a kőzetek kémiai összetételében, amely a tektonikai viszonyok és az alábukó lemez geometriai változásával hozható kapcsolatba.

A bór, mint fluid-mobilis és inkompatibilis nyomelem, kiváló jelzője a szubdukciós zónákban zajló fluidáramlási folyamatoknak, megfelelő nyomelemekhez viszonyított aránya információval szolgál a forrásrégiót ért fluid hatások eredetéről és mértékéről. Már korábban is használtak inkompatibilis és egyben fluid-mobilis nyomelemeket (pl. Ba) az ív menti metaszomatikus hatások vizsgálatára. De a B amellett, hogy erősen inkompatibilis, sokkal inkább fluid-mobilis mint a Ba, továbbá a köpenyben (<0,1 µg/g) és az alsókéreg anyagában (<5 µg/g) csak nagyon kis koncentrációban fordul elő, míg a szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni szigetívekben koncentrációja magas (15-40 µg/g). Így csak a szubdukció során alábukó átalakult óceáni kéreg (átlag 80 µg/g), vagy a rajta található üledék (átlag 120 µg/g) dehidratációja következtében kerülhet a mészalkáli magmás rendszerekbe.

A dolgozat elsőként foglalja össze a Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter mészalkáli kőzeteinek B-koncentráció eloszlását, valamint modellezi a frakcionáció, asszimiláció és részleges olvadás hatását a nyomelem-tartalomra és nyomelem-arányokra, bemutatva hogy a B/inkompatibilis és immobilis elemarányok változása a metaszomatikus fluidumok hatásának egyértelmű jelzője. Összehasonlítva a vizsgált nyugat- és kelet-kárpáti vulkáni területeket számos hasonlóság és eltérés is tapasztalható a petrogenetikát is befolyásoló geodinamikai folyamatokban. A vulkáni területek forrásrégióját korábbi, az alábukó lemezből származó szubdukciós fluidumok metaszomatizálták. A nyugati területek alatt nyíró hatásra kialakult extenziós folyamatok, míg keleten feltételezhetően az alábukó lemez hátragördülése miatt kialakult nyomáscsökkenés hatására következett be a metaszomatizált kéreg anyag olvadása. Nyugaton csak a közép-szlovákiai vulkáni területen figyelhető meg a forrásrégió időbeli változása és a B-tartalom csökkenése. Keleten az Észak-Hargita kőzeteiben kiugróan magas a B-tartalom, közepes Ba-tartalom mellett, míg a Dél-Hargita extrém nagy Ba-tartalmú kőzeteiben a B-koncentráció közepes, alátámasztva a legújabb petrogenetikai modelleket. Mindezek a megfigyelések alátámasztják a legújabb petrogenetikai modelleket.

A bór koncentráció mérésére a prompt-gamma aktivációs analízis (PGAA) bizonyult a legmegbízhatóbb módszernek. A PGAA pontosságát és geológiai alkalmazhatóságát más mérési módszerek eredményeivel való összehasonlítás és számos geológiai standard mérésével igazoltam. A kutatáshoz kapcsolódóan közölt adatok számos együttműködést alapjául szolgálnak, amelyek eredményeként a budapesti PGAA mérőrendszer a geokémiában általánosan ismert és használt analitikai berendezésé vált. Ezt a tényt nemzetközi folyóiratokban megjelent publikációk is alátámasztják.

KATALIN GMÉLING

BORON GEOCHEMISTRY OF THE MIOCENE-QUATERNARY CALC-ALKALINE VOLCANIC ROCKS OF THE CARPATHIAN PANNONIAN REGION AND ITS RELATION TO SUBDUCTION PROCESSES: PROMPT GAMMA ACTIVATION ANALYTICAL MEASUREMENTS

The major aim of this work was to analyse the boron content and study the boron geochemistry of the intermedier, Miocene-Quaternary calc-alkaline rocks of the Carpathian Pannonian Region, and draw a conclusion about the connection between the boron geochemistry and subduction processes in the area, comparing with and complementing the previous conclusions and models.

The connection between the 16-9 Ma calc-alkaline volcanism of the Western Carpathians (Central Slovakian Volcanic Field, Börzsöny, Visegrád Mts., Cserhát, Mátra, Tokaj Mts.) and the Palaeogene – early-Miocene subduction of the southern part of the European plate is still a question of debate. In the Eastern Carpathians (Calimani, Gurghiu, Harghita Mts.) the connection between the volcanism migrating along arc and the subduction processes is most straight forward. Also at the southern part of the arc between the North and the South Harghita Mts. there is a great change in the chemistry of the volcanic rocks, which is due to the different slab geometry and tectonic situation.

Boron is a useful geochemical tracer of subduction related processes, as it is fluid-mobile and incompatible. The boron relative to other incompatible, though non-mobile, trace elements gives information about the origin and amount of the fluid influencing the source region of the subduction related calc-alkaline volcanoes. Earlier, other fluid-mobile and incompatible elements, like barium, were used as a tracer of metasomatic fluids in subduction zones. Boron, besides being strongly incompatible, is an extremely fluid mobile element, much more so than barium. It is depleted in the upper mantle (<0.1 μg/g) and lower crust (<5 μg/g). Accordingly, the relatively high boron content of the island arc and continental margin volcanoes (15-40 μg/g) can originate only from the subducted dehydrated and altered seafloor basalts (average 80 μg/g) and/or from the subducted pelagic sediments (average 120 μg/g).

Prompt gamma activation analysis (PGAA) is one of the most powerful methods to analyze whole rock boron content. The accuracy and geological use of the PGAA has been verified by the measurements of geological reference materials, and also by the comparison of the PGAA results with the results of other geoanalytical methods. During my research several bilateral projects were born, with the result that the PGAA set up in Budapest become well known and often used geoanalytical method in community of geochemists. This fact is supported by the numerous international scientific articles published in the last few years.

This work is the first to summarise the boron concentration variation of the Miocene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks of the Carpathian Pannonian Region, and to model the effect of the fractionation, assimilation, and partial melting processes on the trace elements (especially boron) and their ratios. The influences of metasomatic fluids on magmatic systems can be demonstrated with boron/incompatible and fluid immobile elemental ratios. Comparing the volcanic fields of the Western and Eastern Carpathians, numerous similarities and differences can be seen in the processes affecting the petrogenetic and the geodynamic processes. The source regions of the volcanic fields were influenced by subduction related metasomatic fluids. In the western part of the arc, the stress regime indicated extensional processes, while in the eastern part of the arc the roll-back of the subducting slab generated the melting of the previously metasomatised mantle material by decompression. In the western part, only in the Central Slovakian Volcanic Field can one study the time dependent change of the source region and the boron depletion. In the Eastern part of the volcanic region, the rocks of the North Harghita Mts. show extremely high boron, with medium barium content, while in the Southern Harghita Mts. extremely high barium content was measured only with a medium amount of boron. This observation supports the latest petrogenetical models.

9. Köszönetnyilvánítás

Szeretnék köszönetet mondani mindazoknak akik érzelmileg, értelmileg, anyagilag, szellemileg és fizikailag hozzásegítettek ahhoz, hogy doktori kutatásaim befejezzem és elkészítsem ezt a dolgozatot!

Elsőként szeretném megköszönni az *MTA Izotópkutató Intézet* vezetőségének és minden munkatársának, hogy lehetővé tették számomra azt, hogy az MTA fiatal kutatói ösztöndíjasaként segédmunkatársi pozícióba kerülhettem az intézetnél, és támogatták anyagilag a három évig tartó doktori képzésem, majd tudományos munkatársként véglegesítettek, ezzel biztosítva a kutatásaim és a dolgozat teljes befejezésének feltételeit. Türelmüket külön köszönöm!

Végtelen hálával és köszönettel tartozom az *MTA IKI Nukleáris Kutatások Osztálya* minden kedves munkatársának, kollégáimnak, mondhatom barátaimnak! Őszinte köszönettel tartozom *dr. Molnár Gábor* korábbi osztályvezetőnknek, aki felvett az osztályra. Köszönöm szépen *dr. Belgya Tamás* osztályvezetőnknek a szellemi és anyagi támogatást, amelynek segítségével számos konferenciára, terepi bejárásra és rövidkurzusra eljutottam. *Prof. Révay Zsolt* osztályvezető helyettesnek állandó bíztatásáért és elismerő szavaiért tartozom külön köszönettel, amelyekkel hozzájárult, hogy javítsa önbizalmamat. Szakmai támogatása és előadásai a PGAA mérési technika és a spektrumkiértékelés területén nagy segítségemre voltak. Külön kiemelném *dr. Kasztovszky Zsolt*ot, munkahelyi témavezetőm, aki elsőként ismertette meg velem a PGAA mérés módszerét, a mintaelőkészítést és a spektrumkiértékelést, a különböző alkalmazási területeket. Bevezetett a PGAA felhasználókkal való közös munkába, amely révén a geológus felhasználók munkáját ma már én segíthetem, és ez számoly együttműködéshez segített hozzá. Köszönöm szépen a dolgozatom elkészítésében nyújtott szakmai segítségét is! Az osztály további munkatársait is szeretném egyesével felsorolni: *dr. Szentmiklósi László* kollégám példakép, széleskörű ismerete révén bármilyen kéréssel is fordultam hozzá mindenben a segítségemre volt. *dr. Kiss Zoltán* hihetetlen türelemmel tudja elmagyarázni geológusok számára is a fizika és különösen az atomfizika rejtelmeit. *dr. Jesse Weil* amerikai származású kollégánk az angol nyelvű szakcikkek átnézésében nyújtott hihetetlen segítséget. *Takács Kálmán* kollégámtól nem lehetett lehetetlent kérni. *Kovácsné Tóth Zita* titkárnőnk angyali módon segített minden papírmunka lebonyolításában. Végül, de nem utolsó sorban szeretném kiemelni geológus kolléganőm *Szinger-Szilágyi Veronikát*, aki nemcsak a kolléganőm de nagyon jó barátnőm lett az évek során és akinek köszönhetem, hogy a vegyészek és fizikusok közt egy virágzó kis „geológiai szigetet" sikerült kialakítanunk az intézetben. Továbbá az intézet más osztályain dolgozó kollégáknak is köszönöm a segítséget és támogatást, külön köszönöm a Sugárbiztonsági Osztály ICP-MS laborjából *dr. Széles Évának, Katona Róbertnek, dr. Stefánka Zsoltnak és dr. Varga Zsoltnak* az ICP-MS mérésekben nyújtott segítségét.

Köszönöm továbbá a KFKI területén működő akadémiai intézetek munkatársainak is a segítségét, akik a különböző analitikai és szerkezetvizsgálati módszerek bemutatása és alkalmazása révén hozzájárultak munkámhoz. Az MTA KFKI AEKI, NAA laborjából *dr. Simonits András*nak és *dr. Szőke Réká*nak. Az MTA SZFKI Neutronspektroszkópiai Osztályán *dr. Székely Noéminak, dr. Rosta Lászlónak, dr. Len Adélnak, és Sánta Zsombornak*. Az MTA RMKI Biofizikai Osztályán *dr. Kocsonya András*nak.

Szeretném megköszönni egyetemi témavezetőmnek, *prof. Harangi Szabolcs*nak a témát és a szakmai segítséget. A doktori kutatásaim során nagyon sok magyar és külföldi geológus kollégával dolgoztam együtt, akik terepi és szakmai tapasztalata révén bővíthettem tudásom, akikhez bármikor fordulhattam szakmai kérdésekkel, és azt hiszem nélkülük nem állt volna össze a kép. Nagyon szépen köszönöm a segítséget és a fantasztikus társaságot amelybe belecsöppenhettem! Külön kiemelném *dr. Pécskay Zoltán* barátom! Zoltánnal nagyon sok kutatónak mutatott be, és rengeteg témával ismertetett meg, bevont nagyobb együttműködésekbe, ma is futó közös OTKA pályázat révén tapasztalatot szerezhettem a

szakmai pályázatok elkészítésében és kutatások menetében is. Zoltán révén ismertem meg: *dr. Szakács Sándor*t és *dr. Ioan Seghedi*t, akik nagyon nagy segítségemre voltak a Kelemen-Görgény-Hargita vonulat geokémiai vizsgálatában; *dr. Jaroslav Lexá*t és *dr. Vlastimil Konecny*t akik a közép-szlovákiai területen szerzett ismereteimet bővítették; *dr. Krzysztof Birkenmajer*t aki a Pieniny intrúziókat bemutatta; *dr. Miguel Haller*t és *dr. Gabriella Isabella Massaferro*t akik az argentin alkáli bazalt vulkanizmust mutatták be. Nem hagyhatom ki *dr. Németh Károly*t aki felkarolt és nemcsak a modern vulkanológia rejtelmeit, a terepi munka csodáit, és a konferencia szervezés profizmusát ismertette meg velem, hanem ő ajánlott Pécskay Zoltán figyelmébe is! Köszönöm Károly munkatársnőjének *dr. Ulrike Martin*nak is a terepi, szakmai, anyagi és lelki segítségét. Az egyetemen *dr. Szabó Csabá*nak szeretném megköszönni a bíztatást és a szakmai segítséget, valamint azt hogy bár sose voltam az LRG tagja, de mindig otthon érezhettem magam náluk, és nagyon sok diákjával (pl. *dr. Kovács István, dr. Kodolányi János* és még sorolhatnám), dolgozhattam és dolgozhatok együtt. *dr. Molnár Ferenc*nek is köszönöm a szakmai és terepi segítséget, és diákjának *Kiss Péter*nek is a szakmai együttműködést. Köszönöm *dr. Magdalena Panczyk*nak, *dr. Carmen Cristache*nak, *dr. Hilary Downs*nak a közös PGAA együttműködéseket. *Dr. Horst Marschall*t szeretném kiemelni, aki doktori tanulmányaim kezdetén nagy hatással volt rám, együtt mértük számos metamorf és vulkáni kőzetminta B-tartalmát. Horst mára a bórgeokémiai vizsgálatoknak egyik fő kutatója lett, és a közös vizsgálati eredményeinkből számos publikációnk született, amelyekben való részvételre nagyon büszke vagyok. Továbbá köszönöm *dr. Kurth Goth* barátomnak a szellemi támogatást, valamint *dr. Volker Lorenz*nek, a „maarmonster”-nek is, hogy időnként felhívtak telefonon és bíztattak, hogy fejezzem már be a dolgozatot! Végül és nem utolsó sorban *dr. Dobosi Gábor*nak szeretném megköszönni a szakmai és emberi segítségét amit az ICP-MS mérések, a geokémiai vizsgálatok és értelmezés területén nyújtott. Köszönöm a türelmes és hosszú konzultációkat és a rendelkezésemre bocsátott mintákat is. Szeretném megköszönni számos geológus barátomnak is a szakmai, baráti támogatás, nem sorolnék fel mindenkit név szerint, mert szégyellném, ha kifelejteném valamelyiküket. Köszönet jár az ISPET szervezőknek a szakmai tanulmányutakért!

Szeretném megköszönni nem geológus barátaimnak, különösen az összes csajszinak akik nem hagytak békén és folyamatosan bíztattak érdeklődtek ezzel serkentve a dolgozat elkészítését.

Családomnak tartozom a legnagyobb köszönettel és örök hálával, hisz ők biztosították a legfontosabb dolgokat számomra egész életemben, a nyugodt családi hátteret, a szeretetet, a hitet, és természetesen az anyagiakat is. Drága szüleimnek, Édesanyámnak és Édesapámnak nagyon szépen köszönöm! Köszönöm drága Tesókámnak! Köszönöm Nagyimnak a sok finom süti mellett a sok bíztatást! Nagyszüleimnek, akik már nem lehetnek itt velünk, de mindig bíztak első unokájukban, ajánlanám ez a dolgozatot! Keresztszüleimnek, Unokatesóimnak, minden Rokonomnak köszönöm!

Köszönöm, köszönöm és nem győzöm ismételni mennyire köszönöm szerelmemnek, imádott férjemnek, Kozma Lászlónak, hogy addig piszkált és sokszor meg is ríkatott, hogy ne adjam fel és fejezzem be amit elkezdtem, mert megtudom csinálni! Szeretlek! Köszönöm!

Jaj, és köszönöm Picibabánknak a türelmet, akitől szeretnék bocsánatot kérni amiért annyi izgalmat kellett megélnie a pocakomban.

KÖSZÖNÖM!!!!!

10. IRODALOMJEGYZÉK

Aggarwal, J.K., Sheppard, D., Mezger, K., Pernick, E. (2003): Precise and accurate determination of boron isotope ratios by multiple collector ICP-MS: origin of boron in the Ngawha geothermal system, New Zealand. *Chemical Geology,* 199, 331–342.

Agyei, E. & McMullen, C.C. (1978): Determination of the isotopic abundance of boron in meteorites and tektites. *USGS Open File Report* 78, 3–6.

Alt, J.C. (1995): Subseafloor Processes in Mid-Ocean Ridge Hydrothermal Systems. In: Humphris SE (ed.) Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions, 9,1 American Geophysical Union, Washington, DC., *Geophysical Monograph Series*, 85–114.

Anderson, D.L., Cunningham, W.C., Mackey, E.A., Fresenius (1990): *J. Anal. Chem.* 338, 554.

Árkai, P. (1970): A középső és a DNy cserháti alsótortonaivulkánosság kőzettani-geokémiai vizsgálata. *Doktori disszertáció. ELTE*, Budapest, 140 o.

Bach, W., Alt, J.C., Niu, Y., Humphris, S.E., Erzinger, J., Dick, H.J.B. (2001): The geochemical consequences of late-stage low-grade alteration of lower ocean crust at the SW Indian Ridge: Results from ODP Hole 735B, 176. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 3267–3287.

Bada, G., Horváth, F. (2001): On the structure and tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding orogens. *Acta Geol. Hung*. 44, 2–3, 301–327.

Bada, G., Horváth, F., Gerner, P., Fejes, I. (1999): Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin progress and problems. *Geodynamics* 27, 501-527.

Baechler, S., Kudejova, P., Jolie, J., Schenker, J.L., Stritt, N. (2002): Prompt gamma-ray activation analysis for determination of boron in aqueous solutions. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. S. A:* Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment, 488, 1-2, 410-418.

Bali E, Falus G, Szabo C, Peate, D.W., Hidas, K., Török, K., Ntaflos, T. (2007): Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? *Min. Pet.,* 90, 1-2, 51-72.

Bali, E. (2004): Fluid/melt–Wall rock Interaction in the Upper Mantle Beneath the Central Pannoian Basin. *PhD Thesis*. Lithosphere Fluid Research Lab, Eötvös University, Budapest, p. 165.

Balintoni, I., Vlad, S. (1998): Tertiary magmatism in the Apuseni Mountains and related tectonic setting. *Stud. Univ. Babes- Bolyai, Geol.* IX, 1– 11.

Balintoni, I., Berza, T., Hann, H.P., Iancu, V., Krautner, G.H., Udubasa, G. (1989): Precambrian metamorphics in the South Carpathians. Guide to excursion. *Inst. Geol. Geof.*, Bucureşti, 83.

Balla, Z. (1981): Neogene Volcanism of the Carpatho-Pannonian Region. *Earth Evol. Sci.* 3-4, 240-248.

Balla, Z. (1987): Tertiary palaeomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, *139, 1-215, 67-98.*

Balogh, K., Pécskay, Z. (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geologica Hungarica*, 44, 281.

Balogh, K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies, *ATOMKI Reports*, D/1, 277-288.

Balogh, K., Árva-Soós, E., Pécskay, Z. (1986): K/Ar dating of post- Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineral.-Petrogr.* 28, 75–93.

Balogh, K., Mihaliková, A., Vass, D. (1981): Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. *Západ. Karpaty, Ser. Geol.* 7, 113-126.

Balogh, K., Jámbor, Á., Partényi, Z., Ravaszné Baranyai, L., Solti, G. (1982): K/Ar dating of Transdanubian basalts (in Hungarian). *Magy.Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1980, 243– 260.

Balogh, K., Németh, K. (2005): Evidence for the neogene small-volume intracontinental volcanismin western Hungary: K/Ar geochronology of the TihanyMaar volcanic complex. *Geol. Carpath*. 56, 1, 91–99.

Balogh, K., Ebner, F., Ravasz, Cs., Herrmann, P., Lobitzer, H., Solti, G. (1994): K/Ar Alter tertiare Vulkanite der südstlichen Steiermark und Burgenland. In: Lobitzer, M., Császár, G., Dauer, A. (Eds.): Jubileumschrift 20 Jahre geologische Zuzammenarbeit Österreich-Ungarn, 2, *Geol. Bundesants, Wein*, 55-72.

Barth, S. (1998): $^{11}B/^{10}B$ variations of dissolved boron in a freshwater-seawater mixing plume (Elbe Estuary, North Sea). *Marine Chemistry* 62, 1–14.

Bebout, G.E. (2003): Trace Element and Isotopic Fluxes/Subducted Slab. 3.20, 708-758. in (Eds.) R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian: *Treatise on Geochemistry,* 3, 659.

Bebout, G.E., Ryan, J.R., Leeman, W.P., Bebout, A.E (1999): Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism – effect of convergent-margin thermal evolution. *Erth and planetary Sci. Lettr.* 171, 63-81.

Bendő, Zs. (2002): A Visegrádi Várhegy és környékének vulkanológiai vizsgálata. *Diplomamunka, ELTE TTK*, Budapest. 70o.

Bendõ, Zs., Gméling, K., Badics, B., Izing, I. (2000): Ignimbritek a Holdvilág-árokban. A Holdvilág-árok vulkanológiai rekonstrukciója. *TDK dolgozat, ELTE, Kõzettan–Geokémia Tanszék*

Benton, L.D., Ryan, J.G., Tera, F. (2001): Boron isotope systematics of slab £uids as inferred from a serpentine seamount, Mariana forearc. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 27-282.

Bergeron, M. (1989): Distribution et comportement du bore dans la croûte océanique. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 782–790.

Birkenmajer, K., Pécskay, Z. (1999): K–Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 47, 155-169.

Birkenmajer, K., Pécskay, Z. (2000): K–Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland: a supplement. *Studia Geologica Polonica*, 117, 7–25.

Bonatti, E., Lawrence, J.R., Morandi, N. (1984): Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 88–94.

Bowen, N.L. (1928): The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, 334.

Brenan, J.M., Neroda, E., Lundstrom, C.C., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L. (1998a): Behaviour of boron, beryllium, and lithium during melting and crystallization: Constraints from mineral-melt partitioning experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 12, 2129–2141.

Brenan, J.M., Ryerson, F.J., Shaw, H.F. (1998b): The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: Experiments and models, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 19/20, 3337–3347.

Buda, Gy. (1965): A Középső-cserháti piroxénandezit teller földtani vizsgálata. *Doktori disszertáció. ELTE*, Budapest, 60 o.

Burchfiel, B.C., Bleahu, M.D. (1976): Geology of Romania. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap*. 158, 88.

Byun, S.H., Sun, G.M., Choi, H.D. (2004): Prompt gamma activation analysis of boron in reference materials using di.racted polychromatic neutron beam. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 213, 535–539.

Cameron, B. I.,Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. & Feigenson, M. D. (2003). Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Jour. Volc. and Geot. Res*. 119, 21–50.

Cebriá, J.M., Wilson, M. (1995): Cenozoic mafi c magmatism in westerncentral Europe: A common European asthenospheric reservoir? *Terra Nova*, 7, 162.

Chalot-Prat, F., Boullier, A.M. (1997): Metasomatism in the subcontinental mantle beneath the Eastern Carpathians (Romania): new evidence from trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 129, 4, 284–307.

Chalot-Prat, F., Girbace, R. (2000): Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 327, 83-107.

Chan, L.H., Leeman, W.P., You, C.F., (1999): Lithium isotopic composition of Central American volcanic arc lavas: implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids. *Chem. Geol.* 160, 255–280.

Chaussidon, M. (1995): Isotope geochemistry of boron in mantle rocks, tektites and meteorites. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 321, 455–472.

Chaussidon, M., Jambon, A. (1994): Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: Geochemical and cosmochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 3-4, 277-291.

Chaussidon, M., Marty, B. (1995): Primitive Boron Isotope Composition of the Mantle. *Science,* 269, 383-385.

Chaussidon. M., Libourel, G. (1993): Boron partitioning in the upper mantle: An experimental and ion probe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 23-24, 5053-5062.

Cloetingh, S.A.P.L., Burov, E., Matenco, L., Toussaint, G., Bertotti, G., Andriessen, P.A.M., Wortel, M.J.R., Spakman, W. (2004): Thermo-mechanical controls on the mode of continental collision in the SE Carpathians (Romania). *Earth and Planetary Science Letters* 218, 57-76.

Cooper, J.A., Dasch, E.J., Kaye, M. (1974): Isotopic and elemental geochemistry of Black Sea sediments. In Degens, E.T., Ross, D.A. (Eds.): Black Sea—geology, chemistry and biology. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 20, 554-565.

Cristache, C., Gmeling, K., Culicov, O., Frontasyeva, M.V., Toma, M. Duliu, O.G. (2009): An ENAA and PGAA comparative study of anoxic Black Sea sediments. *J. of Radioanal. and Nucl. Chem.*, 279, 1, 7-12.

Curtis, D., Gladney, E.,& Jurney, E. (1980): A revision of the meteorite based cosmic abundance of boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1945–1953.

Czakó, T., Zelenka, T. (1981): New data about the neotectonics of Mátra Mountains, Northern Hungary. *Advances in Space Research*, 1, 10, 289-298.

Csillagné Teplánszky, E., Csongrádi, J., Korpás, L., Pentelényi, L., Vetőné Ákos, É. (1983): A Börzsöny-hegység központi területének földtani felépítése és ércesedése. *Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1981. évről.* 77 –127.

Csontos, L., (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian Area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7, 1-13.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovács, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics,* 208, 1-3, 221-241.

Csontos, L., Márton, E., Worum, G., Benkovics, I. (2002): Geodynamics of SW Pannonian inselberg (Mecsek and Villany Mts., SW Hungary): inference from complex structural analysis. *EGU Muller Special Pub. Ser.* 3, 1-19.

Csontos, L., Vörös, A. (2004): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 210, 1–56.

Davidson, J.P., Harmon, R.S. (1989): Oxygen isotope constraints on the origin of volcanic arc magmas from Martinique, Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett,* 95, 255-270.

Davidson, J.P. (1996): Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.): Subduction: Top to bottom. *Am. Geophys. Union, Washington, DC*, 251-262.

Davies, K.J., Stevenson, D.J. (1992): Physical model of source region of subduction zone volcanics. *J. Geophys. Res.* 97, 2037-2070.

Defant, M.J., Drummond, M.S. (1990): Derivation of slab arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662– 665.

Defant, M.J., Clark L.F., Stewart R.H., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Maury, R.C., Bellon, H., ÍJackson, T.E., Restrepo, J.F. (1991a): Aandesite and dacite genesis via contrasting processes – The geology and geochemistry of El-Valle volcano, Panama. *Cont. Min. Pet.*, 106, 3, 309-324.

Defant, M.J., Richerson, P.M., De Boer, J.Z., Stewart, R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S_., Fiegenson, M.D., Jackson, T.E. (1991b): Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguda volcanic complex, Panama. *J. Petrol.*, 32, 1101-1142.

Demény, A., Vennemann, T.W., Hegner, E., Nagy, G., Milton, J.A., Embey-Isztin, A., Homonnay, Z., Dobosi, G. (2004): Trace element and C-O-Sr-Nd isotope evidence for subduction-related carbonate-silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary). *Lithos* 75, 89-113.

DePaolo, J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Plan. Sci. L.*, 53, 2, 189-202.

Deyhle, A., Kopf, A. (2001): Deep fluids and ancient pore waters at the backstop; stable isotope systematics (B, C, O) of mud-volcano deposits on the Mediterranean Ridge accretionary wedge. *Geology* 29, 1031–1034.

Deyhle, A., Kopf, A. (2002): Strong B enrichment and anomalous $\delta^{11}B$ in pore fuids from the Japan Trench forearc. *Marine Geology,* 183, 1-15.

Dickinson, W.R., Hatherton, T. (1967), Andesite volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157, 801– 803.

Diegor, W., Longerich, H., Abrajano, T., Horn, I. (2001): Application of a high pressure digestion technique to the analysis of sediments and soil samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Anal. Chim. A.*, 431, 195-207.

Dingwell, D.B., Pichavant, M., Holtz, F. (1996): Experimental studies of boron in granitic melts. Eds.: Grew, E.S., Anovitz, L.M.: Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Rev. Mineral.* 33, 331–379.

Di Nicola, L., Schnabel, C., Wilcken, K.M., Gméling, K. (2009): Determination of chlorine concentrations in whole rock: Comparison between prompt-gamma activation and isotope-dilution AMS analysis. *Quaternary Geochronology*, 4, 6, 501-507.

Dobosi, G., Fodor, R. V., Goldberg, S. A. (1995): Late-Cenozoic alkali basalt magmatism in Northern Hungary and Slovakia: petrology, source compositions and relationship to tectonics. In: Downes, H. & Vaselli, O. (Eds) Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 199-207.

Dobosi, G., Kempton, P.D., Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M.F., Greenwood, P. (2003): Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary, Part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidences for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 671-683.

Dobosi, G. (2003): A felsőköpeny és az alsókéreg geokémiája a bázisos vulkanitok és xenolitjaik vizsgálata alapján – elsősorban a Kárpát-medence példáján. *MTA Doktori értekezés*, 294, MTA, Budapest.

Dobosi, G., Jenner, G. A., Emebey-Iyztin, A ., Downes, H. (2010): Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region. (Eds.) Coltorti, M., Downes, H., Gre´goire, M. & O'Reilly, S. Y. (eds) Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle. *Geological Society, London, Special Publications*, 337, 177–194.

Dobosi ,G., Embey-Isztin, A. (2004): A Pannon-medence alatti alsókéreg jellemzői és eredete a granulit xenolitok alapján – áttekintés. *Földtani Közlöny*, 134, 481-498.

Domanik, K.J., Hervig, R.L., Peacock, S.M. (1993): Beryllium and boron in subduction zone minerals: An ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 21-22, 4997-5010.

Dostal, J., Dupuy, C., Dudoignon, P. (1996): Distribution of boron, lithium and beryllium in ocean island basalts from French Polynesia; implications for the B/Be and Li/Be ratios as tracers of subducted components. *Mineralogical Magazine* 60, 563–580.

Downes, H., Vaselli, O. (1995): The lithospheric mantle beneath the Carpathian–Pannonian region: a review of trace element and isotopic evidence from ultramafic xenoliths. *Acta Vulcanol.* 7, 219–231.

Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M.F. (1992): Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the Western Pannonian basin (Hungary) - evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 109, 3, 340-354.

Downes, H., Pantó, G., Póka, T., Mattey, D., Greenwood, B. (1995a): Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. In: Downes, H. & Vaselli, O. (*eds*) Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region *Acta Vulcanologica* **7**, 29-41.

Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I.J., Ingram, G.A.,. Rex, D., Pécskay, Z. (1995b): Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. *Lithos*, 35, 65-81.

Downes, H. (1996): Neogene magmatism and tectonics int he Carpatho-Pannonian region. *Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. Österr*. 41, 14-105.

Drummond, M.S., Defant, M.J., Kapezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite – tonalite – dacite – adakite magmas. Trans. R. *Soc. Edinb. Earth Sci.* 87, 205– 215.

Eby, G.N. (1984): Monteregian Hills: 1. Petrography, major and trace element chemistry of the western intrusions: Mounts Royal, St. Bruno and Johnson. *Journal of Petrology* 25, 421–452.

Ellam, R.M., Harmon, R.S. (1990): Oxygen isotope constraints on the crustal contribution to the subduction-related magmatism of the Aeolian Islands, southern Italy. *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, 1-2, 105-122.

Ellam, R.M., Hawkesworth, C.J. (1988): Elemental and isotopic variations in subduction related basalts: evidence for a three component model. *Contrib. Mineral. Petrol*. 98, 72-80.

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. (1997): Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14,991–15,019.

Elliott, T. (2003): Tracers of the Slab. In: Eiler J (*ed.*) Inside the Subduction Factory, 138 – *Geophysical Monograph Series*, 23–45, American Geophysical Union, Washington, DC.

Embey-Isztin, A., Scharbert, H.G., Dietrich, H., Poultidis, H. (1989): Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. *J Petrol,* 30, 79–105.

Embey-Isztin, A., Downes, H., Kempton, P.D., Dobosi, G., Thirlwall, M. (2002): Lower crustal granulite xenoliths the Pannonian Basin, Hungary, part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. *Contrib Mineral Petrol*,144, 652–670.

Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G., Brandstätter, F. (1985): Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. *Tschermak Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 34, 49–66.

Embey-Isztin, A.,& Dobosi, G. (1995): Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. In: Downes, H., Vaselli, O. (Eds) Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica*, **7**, 155-166.

Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (2007): Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. *Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung.* 99, 5–22.

Embey-Isztin, A., Dobosi, G., Altherr, R., Meyer, H.P. (2001ab): Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. *Tectonophysics*, 331, 3, 285-306.

Embey-Isztin, A., Downes, H., Dobosi, G. (2001ab): Geochemical characterization of the Pannonian Basin mantle lithosphere and asthenosphere: an overview. *Acta Geol Hung,* 44, 259–280.

Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D. E., Upton, B. G. J., Dobosi, G., Ingram, G. A., Harmon, R. S. & Scharbert, H. G. (1993): The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 34, 317-343.

Embey-Isztin, A., Downes, H., Kempton, P. D., Dobosi, G.,& Thirlwall, M. F. (2003): Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 652-670.

Embey-Isztin, A., Scharbert, H.G., Dietrich, H., Poultidis, H., (1990): Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary) - implications for the deep-structure of the Pannonian Basin. *Mineralogical Magazine*, 54, 376, 463-483.

Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R., Mazzuoli, R. (1992): The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 450–462.

Fan et al. 1998

Fazekas, B., Östör, J., Kis, Z., Molnár, G.L., Simonits, A. (1997): The new features of Hypermet-PC, in: Proc. 9th International Symposium on Capture Gamma-Ray Spectroscopy and Related Topics, Budapest, Hungary. (G. Molnár, T. Belgya, Zs. Révay Eds.) Springer Verlag, Budapest/Berlin/Heidelberg, 774.

Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Gyõrfi, I. & Benkovics, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (*eds*) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* 156, 295-334.

Földessy, J., Seres-Hartai, É., Szebényi, G. (2004): Distribution of gold mineralization in the Recsk ore complex, NE-Hungary. A*cta Gelogica Hungarica*, 47, 2-3, 247-258.

Frechen, M., Horváth, E., Gábris Gy. (1997): Geochronology of Middle and Upper Pleistocene Loess Sections in Hungary. *Quaternary Research*, 48, 291–312.

Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. (1992): Dehydration melting and the generation of 748 continental flood basalts. *Nature*, 358, 57-59.

Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet Lano, B., Dia, A., Rossello, E. (1998): Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Plan. Sci. L.*, 156, 157-177.

Géczy, B. (1973): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geologica Hungarica*, 17, 421-428.

Gill, J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-New York, 1-390.

Gill, J.B., Morris, J.D., Johnson, R.W. (1993;): Timescale for producing the geochemical signature of island arc magmas: U-Th-Po and Be-B systematics in recent Papua New Guinea lavas. *Geochim. Cosmochim. A.* 57, 4269-83.

Girbacea, R; Frisch W. (1998): Slab in the wrong place: Lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastren Carpathian subduction retreat. *Geology*, 26, 7, 611-614.

Gméling, K. (2003): A bórkoncentráció változása az Észak-Pannon mészalkáli vulkáni terület kőzetsorozataiban: prompt-gamma neutronaktivációs analitikai tanulmány. Dimploma munka, ELTE TTK.

Gméling, K., Harangi, Sz., Kasztovszky, Zs. (2005): Boron and chlorine concentration of volcanic rocks: An application of prompt gamma activation analysis. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 265, 201-212.

Gméling, K., Németh, K., Martin, U., Eby, N., Varga, Zs. (2007a): Boron concentrations of volcanic fields in different geotectonic settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 1-3, 70-84.

Gméling, K., Kasztovszky, Zs., Harangi, Sz., Szentmiklósi, L., Révay, Zs. (2007b): Geological use of prompt gamma activation analysis: importance of the boron concentration in volcanic rocks. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 271, 2, 397–403.

Gméling, K., Harangi, Sz., Kasztovszky, Zs. (2007c): A bór geokémiai szerepe szubdukciós zónákban: A bór geokémiai változékonysága a Kárpát-Pannon térségben. (Geochemical importance of boron in subduction zones: Geochemical variation of boron in the Carpathian-Pannonian Region). *Földtani Közlöny*, 137/4. 557-580.

Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., Ślączka, A., Tiira, T., Yliniemi, J. (2006): Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophysical Res*., 111

Green, T.H., Ringwood, A.E. (1968): Genesis of the calc-alkaline igneous rock suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 105– 162.

Gyalog, L., Budai, T., Prakfalvi, P. (2004): Javaslatok Magyarország földtani képzõdményeinek litosztratigráfiai tagolására. Karancsi Andezit F. *MÁFI Évi Jelentése 2002*, 195–232.

Gyarmati, P. (1977): Intermedier vulkanizmus a Tokaji-hegységben. *MÁFI évkönyv*, 68, 196o.

Haas, J. (1994): Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. *Allgem. Ang. Reg. Hist. Geol.,* 11, 12, 1233-1252.

Hámor, G., Ravasz-Baranyai, L., Halmai, J., Balogh, K., Árvai-Sós, E. (1987): Dating of Miocene acid and intermedier volcanic activity in Hungary. *Proc. 8th RCMNS Congr., MÁFI,* 70, 149-154.

Hámor, G. (1985): A Nógrád-cserháti kutatási terület földtani viszonyai. Geol. Hung. Ser. Geol., 221-307.

Harangi. Sz., Downes, H., Thirlwall, M. (1998): Geochemistry and petrogenesis of Miocene volcanic rock sin the Northern Pannonian Basin and Western Carpathians. *Carpatho-Balkan Geol. Assoc. XVI Congress, Abstract Volum*e, 2003.

Harangi, Sz., Korpás, L., Weiszburg, T. (1999): Miocene calc-alkaline volcanism int he Visegrád Mts, Northern Pannonian Basin. Beih. Eur. J. Mineral., Exkursion A, 11, 2, 14-17.

Harangi, Sz., Downes, H., Seghedi, I. (2006): Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. In: Gee, D., Stephenson, R. (Eds.): European Lithosphere Dynamics. *Geological Society of London Memoir* 32, 167–190.

Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. *J. Volc. Geoth. Res.*, 143, 237–257.

Harangi, Sz., and Lenkey, L. (2007): Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume. In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.) Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. *Geological Society of America Special Paper* 418, 67–92.

Harangi, Sz. (2001a): Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – a review. *Acta Geologica Hungarica*, 44/2-3, 223-258.

Harangi, Sz. (2001b): Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone-a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanologica*, 789 13, 25-39.

Harangi, Sz. (2002): Új eredmények a Kárpát-Pannon térség neogén vulkanizmusának ismeretéhez, *MTA Doktori értekezés tézisei*.

Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M.F., Mason, P.R.D., Mattey, D. (2001): Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 42, 10, 1813-1843.

Harangi, Sz., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabo, Cs., Harangi, R., Coradossi, N. (1995): Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic field (Western Hungary).*Acta Volcanologica*, 7, 173-187.

Harangi, Sz., Downes, H., Thirlwall, M., Gméling, K. (2007): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 48, 12, 2261-2287.

Hart, S. R. (1984): A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, P.J., Hamilton, P.J., Evensen, N.M. (1977): A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 253–262.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F. (1993): Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 21, 175-204.

Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N. (1995): Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. *Journal of Geophysical Research* 100, 10271-10286.

Hemming, N.G., Hanson, G.N. (1992): Boron isotopic composition and concentration in modern marine carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 537-543.

Henkelmann, R., Born, H.-J. (1973): Analytical use of neutron-capture gamma-rays. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 16, 2, 473-481.

Hervig, R.L., Moore, G.M., Williams, L.B., Peacock, S.M., Holloway, J.R., Roggansack, K. (2002): Isotopic and elemental partitioning of boron between hydrous fluid and silicate melt. *Am. Mineral.* 87, 769– 774.

Higgins, M.D., Shaw, D.M. (1984): Boron cosmochemistry interpreted from abundances in mantle xenoliths. *Nature* 308, 172–173.

Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374, 34–39.

Hofmeyr, C. (1988): Boron determination by thermal neutron capture prompt gamma analysis. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B*. 35, 3-4, 435-441.

Volume 35, Issues 3-4, 2 December 1988, Pages 435-441

Horváth, F., Royden, L. (1981): Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evol. Sci.* 3, 4, 307–316.

Horváth, F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333-358.

Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S. (2001): Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. *Tectonics*, 20, 1021–1039.

Hunen, J., van den Berg, A.P., Vlaar, N.J. (2002): On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics*, 352, 3-4, 317-333.

Hyun-Je Cho, Yong-Sam Chung, Young-Jin Kim (2005): Analysis of boron in biological reference materials using prompt gamma activation analysis. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 264, 3, 701-705.

Ilkeyné, Perlaki E. (1972): Savanyú vulkanizmus a Tokaji-hegységben. *Diplomamunka*.

Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., Ando, A. (1995): 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series." *Geostand.Newslett*. 19, 135–213.

Isenhour, T.L., Morrison, G.H. (1966): *Anal. Chem.* 38, 167.

Ishikawa, T., Nagao, M., Nakazawa, T. (1997): Simultaneous analysis of Nb and B in rock samples using ICP-AES. *Geosci. Repts. Shizuoka Univ*. 24, 59–67.

Ishikawa, T., Nakamura, E. (1992): Boron isotope geochemistry of the oceanic crust from DSDP/ODP Hole 504B. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1633–1639.

Ishikawa, T., Nakamura, E. (1994): Origin of slab component in arc lavas from across-arc varioation of B and Pb isotpes. *Nature*, 205-207.

Ishikawa, T., Nakamura, E. (1993): Boron isotope systematics of marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 3-4, 567-580.

Ishikawa, T., Tera, F., Nakazawa, T. (2001): Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 24, 4523–4537.

Iwamori, H. (1998): Transportation of H_2O and melting in subduction zones. *Earth Plan. Sci. Let.*, 160, 65–80.

James, D.E. (1981): The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. *Annu. Rev. Earth Planet Sci*. 9, 311– 344.

James, D.E., Murcia, L.A. (1984): Crustal contamination in northern Andean volcanics. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 141, 823– 830.

Jiřiček, R. (1979): Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. In: Mahel, M. (Eds.) Tectonic profiles trough the West Carpathians *Geol. Ustav D. Stur,* 205-214.

Johnson, M.C., Plank, T. (1999): Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1.

Józsa, S., Majoros, Gy., Máthé, Z., Árva-Sós, E., Szakmány, Gy. (1993): Tectonical evolution and magmatism of Tapolca Basin. 8th Meeting of the Association of European Geological Societies. MAEGS8, *Abstracts of Papers*, Bp., 89.

Kanzaki**,** T., Yoshida, M., Nomura, M., Kakihana, H., Ozawa, T. (1979): Boron isotopic composition of fumarolic condensates and sassolites from Satsuma Iwo-jima, Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 11, 1859-1863.

Karátson, D. (1995): Ignimbrite formation, resurgent doming and dome collapse activity in the Miocene Börzsöny Mountains, North Hungary. In: Downes, H. & Vaselli, O. (Eds) Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* **7**, 107-117.

Karátson, D., Csontos, L., Harangi, Sz., Székely, B., Kovácsvölgyi, S. (2001): Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mountains, Hungary: implications for the volcanic structure. *Révue Géomorphologie, relief, processus, environnement,* 2, 79-92.

Karátson, D., Márton, E., Harangi, Sz., Józsa, S., Balogh, K., Pécskay, Z., Kovácsvölgyi, S., Szakmány, Gy., Dulai, A. (2000): Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mountens, Hungary: *An Integrated study*, 51, 5, 325-343.

Karátson, D., Oláh, I., Pécskay, Z., Márton, E., Harangi, Sz., Dulai, A., Zelenka, T. (2007): Miocene volcanism in the Visegrád Mountains, Hungary: an integrated approach and regional implications. *Geologica Carpathica*, 58, 6, 541-563.

Karátson, D., Németh, K., Székely, B., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Pécskay, Z. (2006): Incision of a river curvature due to exhumed Miocene volcanic landforms: Danube Bend, Hungary. *Int. J. Erth Sci.*, 95, 5, 929-944.

Karátson, D. (2006): Aspects of Quaternary relief evolution of Miocene volcanic areas in Hungary: A review. *Acta Geologica Hungarica*,. 49/4, 285–309.

Karátson, D., Németh, K. (2001): Lithophacies association o fan emerging volcanoclastic apron in a Miocene volcanic complex: an example from the Börzsöny Mountens, Hungary. *Int. J. Erth Sci.* 90, 776-794.

Karátson, D. (1999): Erosion of primary volcanic depressions int he Inner Carpathian Volcanic Chain. Z. Geomorphol., Suppl.-Bd. 114, 49-62.

Kasztovszky, Zs., Révay, Zs., Belgya, T., Fazekas, B., Östör, J., Molnár, G.L., Molnár, G., Borossay, J. (1999): Investigation of impurities in thermoluminescent Al2O3 materials by prompt-gamma activation analysis. *J. Anal. At. Spectrom.*, 14, 593–596.

Kay, R. W. (1978): Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4, 1-2, 117-132.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R. (2003): One View of the Geochemistry of Subduction-Related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. 3.18, 593–659. in (*Eds.*) R.L. Rudnick, H.D. Holland, K.K. Turekian: *Treatise on Geochemistry*, 3, 659.

Kempton, P.D., Hunter, A.G. (1997): Sr-Nd-Pb-O isotope study of plutonic rocks from MARK, Leg 153: implications for mantle heterogeneity and magma chamber processes. In: Karson JA, Cannat M, Miller DJ, Elthon D (eds) Proceedings ODP Science Results 153. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp 305–319.

Kempton, P.D., McGill, R. (2002): Procedures for the analysis of common lead at the NERC Isotope Geosciences Laboratory and an assessment of data quality. *NIGL Rep Ser no* 178.

Kempton, P.D., Nowell, G.M., Barry, T.L. (2001): Procedure for the high precision isotopic analysis of hafnium in silicate rocks and minerals by plasma ionisation multi-collector mass spectrometry (PIMMS) and an assessment of data quality at the NERC Isotope Geosciences Laboratory. *NIGL Rep Ser no* 171.

Kerrick, D. (2002): Serpentine seduction. *Science*, 298, 1344-45.

Kiss, J. (2001): Jelentés a gravitációs és mágneses adatbázisok és paraméter téképek 2000. évi munkáiról. *ELGI adattár.*

Kiss, P., Gméling, K., Molnár, F., Pécskay, Z. (2010): The origin of the Sarmatian volcanic rock sin the Tokaj Mts. (NE-Hungary) and their relationship to hydrothermal mineralization. *Central European Geology* (*bírálat alatt*)

Knapp, J.H., Knapp, C.C., Raileanu, V., Matenco, L., Mocanu, V., Dinu, C. (2005): Crustal constraints on the origin of mantle seismicity in the Vrancea zone, Romania: The case for active continental lithospheric delamination. *Tectonophysics*, 410, 311–323.

Knoll, G.F. (2000): Radiation Detection and Measurement. 3rd Edition (New York: Wiley).

Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B., Gméling, K. (2010): Geochemistry of ocean floor and forearc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology* (*beküldve*)

Konečnỳ, V. (1971): Evolutionary stages of the Banska Stiavnica caldera and its postvolcanic structures. *Bull. Volc*. 35, 95-116.

Konečnỳ, V., Lexa, J., Planderová, E. (1983): Stratigraphy of the Central Slovakia volcanic field. *Zapár. Karpathy, Sér. Geol.* 9, 1-203.

Konečný, V., Lexa, J., Hojstricová, V. (1995a): The Central Slovakia Neogene volcanic field: a review. In: Downes, H. & Vaselli, O. (*eds*) Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Regio. *Acta Volcanologica*, **7**, 63-78.

Konečnỳ, V., Lexa, J., Balogh, K., Konecny, P. (1995b): Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. *Acta Volcanologica,* 7, 167-171.

Kopf, A., Deyhle, A. (2002): Back to the roots: boron geochemistry of mud volcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling. *Chemical Geology*, 192, 195–210.

Korpás, L. (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez, M=1:50 000. *A Magyar Állami Földtani Intézet térképmagyarázói*, 216.

Kovács, I., Szabó, Cs. (2005): Petrology and geochemistry of granulite xenoliths beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region (N-Hungary/S-Slovakia). *Mineral. Petrol*. 85, 3/4, 269–290.

Kovács, I., Szabó, Cs. (2007): Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: Evidence for an inherited enriched mantle source. *Journal of Geodynamics*, In Press,

Kovács, I., Zajacz, Z., Szabó, Cs. (2004): Type-II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian region (northern Hungary-southern Slovakia). *Tectonophysics*, 393, 1–4, 139–161.

Kováč, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Csontos, L., Slaczka, A., Marunteanu, M., Matenko, L., Márton, E. (1998): Palinspastic reconstruction of the Carpathian–Pannonian region during the Miocene. In: Rakuš, M. (Eds.) Geodynamic Development of the Western Carpathian. *GUDS, Bratislava*, 198– 217.

Kubovics, I., (1966): A kálimetaszomatózis szerepe a Nyugat-mátrai kőzetképződésben. *Földtani Közlöny*, 96/1, 13-26.

Kubovics, I., Pantó, Gy. (1970): Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben. *Akad. Kiadó*, Budapest.

Kurat, G., Embey-Isztin, A., Karcher, A., Scharbert, H. (1991): The upper mantle beneth Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region. E-Austria and W Hungary: A comparison. *Min. Pet.*, 44, 21-38.

Lantai, C. (1991): Genesis of garnets from andesite of Karanca Mountains. *Acta Geolog Hungarica* 34, 133–154.

Laverne, C., Agrinier, P., Hermitte, D.,& Bohn, M. (2001): Chemical fluxes during hydrothermal alteration of a 1200m long section of dikes in the oceanic crust, DSDP/ODP Hole 504B. – *Chemical Geology* 181, 73–98.

Le Bas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986): A chemical 864 classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*. 27, 3, 745-750.

Le Roux, P.J., Shirey, S.B., Benton, L., Hauri, E.H., Mock, T.D. (2004): In situ, multiple-multiplier, laser ablation ICP-MS measurement of boron isotopic composition ($\delta^{11}B$) at the nanogram level. *Chemical Geology*, 203, 123– 138.

Leeman W.P., Sisson, V.B. (2002): Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew ES, Anovitz LM (*eds.*) Boron: mineralogy, petrology and geochemistry 33, 645–708, *Mineralogical Society of America*, Washington, DC, 2*nd* edn.

Leeman, W. P. (1996): Boron and other fluid-mobile elements in volcanic arc lavas: implication for subduction processes. *Geophysical Monograph* 269.

Leeman, W. P., Carr, M.J., Morris, J.D (1994): Boron geochemistry of Central American Volcanic Arc: Constraints on the genesis of subduction related magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1, 149-168.

Leeman, W. P., Sisson, V. B. (1996): Geochemistry of Boron and its implication for crustal and mantle processes. In Grew, E.S.: novitz, L.M. (Eds.) Boron mineralogy, petrology and geochemistry. *Rev. Mineral.* 33, 645-707.

Leeman, W. P., Sisson, V. B., Reid, M. R. (1992): Boron geochemistry of the lower crust: Evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 2, 775-788.

Leeman, W.P., Tonarini, S., Chan, L.H., Borg, L.E. (2004): Boron and lithium isotopic variations in a hot subduction zone—the southern Washington Cascades. *Chemical Geology*, 212, 101– 124.

Lenkey, L. (1999): Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. *Phd thesis, Vrije Universiteit*, Amsterdam, ISBN 90-9012388-1, 215.

Lexa, J., Konecny, V., Konecny, M., Hojstricova, V. (1993): Distribution of volcanics of the Carpatho-Pannonian region. In: Rakús. M., Vozár, J. (Eds.): Geodynamical model and deep structure of the Western Carpathians. *GUDS, Bratislava*, 57-69.

Lexa, J., Konečný, V. (1974): The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. *Acta Geologica Hungarica* 18, 279-294.

Lexa, J., Konecny, V. (1998): Geodynamic aspects of the Neogene to Quarternary volcanism. *Geol Survey of Slovak Republic,* 219-240. in: Geodynamic development of the Western Carpathians ed. Rakus, M.

Lukács, R. (2009): A Bükkalja miocén szilíciumgazdag piroklsztitjainak petrogenezise: következtetések a magmatározó folyamatokra. *Doktori (PhD) értekezés*, ELTE TTK FFI.

Lustrino, M., Wilson, M. (2007): The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81, 1–65.

Magara, M., Yonezawa, C. (1998): *Nucl. Instr. and Meth.* A 411, 130.

Marschall, H. R., Kasztovszky, Zs., Gméling, K., Altherr, R. (2005): Chemical analysis of high-pressure metamorphic rocks by PGNAA – comparison with results from XRF and solution ICP–MS. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 265, 2, 339-348.

Marschall, H.R. (2005): Lithium, Beryllium and Boron in High-Pressure Metamorphic Rocks from Syros (Greece). *Dr. rer. nat. thesis*, Universität Heidelberg, Germany.

Marschall, H.R., Altherr, R., Ludwig, T., Kalt, A., Gméling, K., Kasztovszky, Zs. (2006): Partitioning and budget of Li, Be and B in high-pressure metamorphic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4750–4769.

Marschall, H.R., Ludwig, T. (2004): The Low-Boron Contest: minimising surface contamination and analysing boron concentrations at the ng/g-level by secondary ion mass spectrometry. *Min. Pet.* 81, 265-278.

Marschall, H.R., Altherr, R., Gméling, K., Kasztovszky, Zs. (2009): Lithium, boron and chlorine as tracers for metasomatism in high-pressure metamorphic rocks: a case study from Syros (Greece). *Mineralogy and Petrology*, 95, 291–302.

Marshall, P., Fairbridge, W. (1999): Encyclopedia of Geochemistry. *Kluwer Academic*, Dordrecht, 712.

Martin, U., Németh, K. (2007): Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 1-3, 164-178.

Mason, P.R.D. (1995): Petrogenesis of subduction-related magmatic rocks from the East Carpathians, Romania. *PhD Thesis, Univ. London*, 264 pp.

Mason, P.R.D., Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A., Thirlwall, M.F. (1995): Low pressure evolution of magmas from the Calimani, Gurghiu and Harghita Mountains, East Carpathians. *Acta Vulcanol,* 7, 2, 43–52.

Mason, P., Downes, H., Thirlwall, M.F., Seghedi, I., Szakács, A., Lowry, D., Mattey, D. (1996): Crustal assimilation as a major petrogenetic process in the east Carpathian Neogene and Quaternary continental margin arc, Romania. *J. Petrol*. 37, 927– 959.

Mason, P.R.D., Seghedi, I., Szakacs, A., Downes, H. (1998): Magmatic constraints on geodynamic models of subduction in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics*, 297, 157–176.

Maţenco, L., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Dinu, C. (1997): Lateral variations in mechanical properties of the Romanian external Carpathians: inferences of flexure and gravity modelling. *Tectonophysics*, 282, 147–166.

McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.

McInnes, B.I.A., Gregoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., Hannington, M.D. (2001): Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 169–183.

McLennan, S.M. (2001): Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 2, 1–24.

Meulenkamp, J.E.; Kovfi, M.; Cich, I. (1996): On Late Oligocene to Pliocene depocentre migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics*, 266, 301-317.

Miyoshi, M., Fukuoka, T., Sano, T., Hasenaka, T. (2008): Subduction influence of Philippine Sea plate on the mantle beneath northern Kyushu, SW Japan: An examination of boron contents in basaltic rocks. *J. Volc. Geoth. Res.* 171, 73–87.

Molnár, G.L .(2004): Handbook of prompt gamma activation analysis with neutron beams. *Kluwer, Dordrecht*.

Molnár, F, Zelenka, T., Mátyás, E., Pécskay, Z., Bajnóczi, B., Kiss, J. and Horváth, I. (1999): Epithermal mineralization of the Tokaj Mountains, Northeast Hungary: Shallow levels of low-sulfidisation type systems. In: Molnár, F., Lexa, J. and Hedenquist, J. W. (Eds): Epithermal mineralization of the Western Carpathians. *Guidebook for the Society of Economic Geologists Field Conference*, 109–153.

Moran, A.E., Sisson, V.B. & Leeman, W.P. (1992): Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 111, 331–349.

Moriguti, T., Shibata, T., Nakamura, E. (2004): Lithium, boron and lead isotope and trace element systematics of Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: mineralogical controls on slab-derived fluid composition. *Chem. Geol.* 212, 81–100.

Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A., Seghedi, I. (1996): Radiocarbon ages of charcoal fragments from the pumice flow deposit of the last eruption of Ciomadul volcano, Romania. *Dating and Materials Research Center*, Nagoya University, 3, 252-255.

Morris, J.D., Leeman, W.P., Tera, F. (1990): The subducted component in island arc lavas: constraints from Be isotopes and B–Be systematics. *Nature*, 344, 31-36.

Morris, J.D., Ryan, J.G. (2003): Subduction Zone Processes and Implications for Changing Composition of the Upper and Lower Mantle. 2.11, 451-470, in (*Eds.*) R.W. Carlson, H.D. Holland, K.K. Turekian: *Treatise on Geochemistry*, 2, 568.

Nakano, T., Nakamura, E. (2001): Boron isotope geochemistry of metasedimentary rocks and tourmalines in a subduction zone metamorphic suite. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 127, 1-4, 233-252.

Nemčok, M., Pospisil, L., Lexa, J., Donelick, R.A. (1998): Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region. *Tectonophysics*, 295, 307–340.

Németh, K., Martin, U. (2007): Shallow sill and dyke complex in western Hungary as a possible feeding system of phreatomagmatic volcanoes in "soft-rock" environment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 1-3, 138-152.

Németh, K., White, J.D.L., Reay, A., Martin, U. (2003): Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160, 4, 523-530.

Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F., Cronin, S. (2008): Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. In: Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems (eds) Thomson, K. & Petford, N. *Journal of Geological Society, London*, Special Publications, 302, 63–86.

Niu, Y., Batiza, R. (1997): Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the Eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 471–483.

Noszky, J. (1910): A nógrádmegyei Karancs és környékének geológiai és fejlõdéstörténeti viszonyai. *Földtani Közlöny*, 40, 61–69.

Noszky, J. (1940): A Cserhát hegység földtani viszonyai. *Magyar tájak földtani leírása, Budapest*, 3, 1-284.

Ódor, L. (1962): A Karancs-hegység kőzettani és földtani viszonyai. *Földtani Közlöny*, 92, 387-399.

Oncescu, M.C., Bonjer, K.-P. (1997): A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics*, 272, 2–4, 291– 302.

Oncescu, M.C., Burlacu, V., Anghel, M., Smalberger, V. (1984): Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathian arc. *Tectonophysics,* 106, 305–319.

Orphan, V.J., Rasmussen, N.C. (1967): *Nucl. Instrum. Meth.* 48, 2.

Orsi, G., Patella, D., Piochi, M., Tramacere, A. (1999): Magnetic modeling of the Phlegraean Volcanic District with extension to the Ponza archipelago, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 2-4, 345-360.

Ottolini, L., Le Fevre, B., Vannucci, R. (2004): Direct assessment of mantle boron and lithium contents and distribution by SIMS analyses of peridotite minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 19– 36.

Palme, H., O'Neill, H.S.C. (2003): Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R.W., Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds): The Mantle and Core. *Treatise on Geochemistry* 2. Elsevier, 1-38.

Palmer, M.R., Swihart, G.H. (2002): Boron isotope geochemistry: an overview. In: Grew, E.S., Anovitz, L.M. (Eds.) Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. *Rev Mineral*, 33. Mineral Soc Am, 13, Washington, DC, 709–744.

Pamić, J., Pikija, M. (1987): Badenian andesites and pyroclastics from Baranja in Northern Croatia (Yugoslavia). *Acta Geol. Hung.,* 30, 1-2, 111-132.

Pamić, J., Sparica, M. (1988): Badenian volcanics from Mt. Dilj in Slavonija (northern Croatia, Yugoslavia). *Bull. Acad. Serbe Sci. Arts. Sci. natur.*, 28, 47-56.

Pamić, J., Bullen, T.D., Lamphere, M., McKee, E. (1995): Geochronology and petrology of Tertiary volcanic associations from the southern part of the Pannonian basin. *Intern. Geol. Rev.* 37, 259-283.

Pamić, J., Árkai, P., O 'Neil, J., Lantai, Cs. (1992): Very low- and low-grade progressive metamorphism of Upper Cretaceous sediments in Mt. Motajica, northern Dinarides. In: J. Vozar (Eds.): Special Volume of IGCP Project No. 276 131 146, D. Stur. *Institute of Geology*, Bratislava.

Pamić, J., Pécskay, Z., Balen, D. (1996): Lower Oligocene K-Ar ages of high-K calc-alkaline and shoshonite rocks from the North Dinarides in Bosnia. *Mineralogy and Petrology, Short Comunication,* 70: 313-320.

Pantó, Gy. (1968): Volcanism and petrochemical character of the Northern Börzsöny Mountains. *Acta Geol.* 12. 1-4. 31-50.

Pantó, Gy. (1969): Textural, mineralogical and alteration characteristics of the Börzsöny Mountains volcanic rocks. *Acta Geol*. 13. 277-302.

Paquin, J., Altherr, R., Ludwig, T. (2004): Li-Be-B systematics in the ultrahigh-pressure garnet peridotite from Alpe Arami (Central Swiss Alps): implications for slab-to-mantle wedge transfer. *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 507-519.

Paul, R.L. (2005): Determination of boron in materials by cold neutron prompt gamma-ray activation analysis. *Analyst*, 130, 99–103.

Peacock, S.M. (1990): Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248, 329-336.

Peacock, S.M., Hervig, R.L. (1999): Boron isotopic composition of subduction-zone metamorphic rocks. *Chemical Geology*, 160, 4, 281-290.

Pearce, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margines. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.) Continental basalts and mantle Xenoliths. 230- 250.

Pearce, J. A., Peate, D. W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 251-285.

Pearce, J.A., Parkinson, I.J. (1993): Trace element models for mantle melting: applicationto volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.): Magmatic processes and plate tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ*. 76, 373-403.

Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Balogh K., Seghedi I., Konecny V.; Kovács M., Márton E., Kaliciak M., Székyné-Fux V., Póka T., Gyarmati P., Edelstein O., Rosu E., Zec B. (1995a): Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica*, 7, 15.

Pécskay Z., Edelstein O., Seghedi I., Szakács A., Kovacs M., Crihan M., Bernad A., (1995b): K-Ar datings of the Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanologica*, 7, 53-63.

Pécskay Z., Balogh K., Székyné-Fux V., Gyarmati P. (1986): Geochronological investigations on the Neogene volcanism of the Tokaj Mountains. Geologicky Zbornik - *Geologica Carpathica* 37, 635.

Pécskay Z., Balogh K., Székyné-Fux V., Gyarmati P. (1987): A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar kronológiája. *Földtani Közlöny*, 117, 237.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovács, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetkovic, V. (2006): Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57, 511–530.

Pelletier, L., Vils, F., Kalt, A., Gméling, K. (2008): Li, B and Be contents of harzburgites from the Dramala Complex (Pindos ophiolite, Greece): a MOR-type mantle in a supra-subduction zone environment. *Journal of Petrology*. 49, 11, 2043-2080.

Peltz, S., Vajdea, E., Balogh, K., Pécskay, Z. (1987): Contribution to the chronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harhita mountains (East Carpathians, Romania). *D.S. Inst. Geol. Feofiz*. 72-73, 323-338.

Pentelényi, L. (1972): Explanation to the geological map of the Tokaj Mts., 1:25 000 Füzérradvány–Széphalom (Magyarázó a Tokaji-hegység 1:25 000 méretarányú térképsorozatához. Füzérradvány–Széphalom), *MÁFI*.

Perfit, M.R, Davidson, J.P. (2000): Plate tectonics and volcanism. In: Encyclopedia of Volcanoes. Ed. Sigurdsson, H. *Academic Press*. 89-113.

Pető, M. (2005): A Közép-Szlovákiai Vulkáni terület késő-miocén bazaltos andezitjeinek kőzettani és geokémiai vizsgálata. *Diplomamunka,* ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest.

Pfennig, G., Klewe-Nebenius, H., Seelmann-Eggebert, W. (1998): Chart of the Nuclides. Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Karlsruhe, Germany, 6*th* edn.

Philippot, P., Agrinier, P., Scambelluri, M. (1998): Chlorine cycling during subduction of altered oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 161, 33–44.

Póka, T. (1988): Neogene and Quaternary Volcanism on the Carpathian-Pannonian Region: Changes in Chemical Composition and Its Relationship to Basin Formation. In: The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution (Eds.) Royden, L.H., Horváth, F. AAPG Memoir. 45. 257-277.

Póka, T. (1968): An undifferentiated stratovolcanic marginal facies of the Intra-Carpathian volcanic girdle (Cserhát Hills, NE Hungary). Annales Univ. Sci. Bud. Sec. Geol., 12, 37-47.

Póka, T., Zelenka, T., Szakács, A., Pécskay, Z., Márton, E., Szakács, A. (1998): Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. *Acta Geologica Hungarica*,. 41/4, 413-435.

Póka, T., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Seghedi, I. (2002): Miocene volcanism of Cserhát Mts (N.Hungary): an integrated volcanotectonic -geochronologic study. *Geologica Carpathica*. 53. Special issue.

Póka, T., Zelenka, T., Seghedi, I., Pécskay, Z., Márton, E. (2004): Miocene volcanism of the Cserhát Mts (N Hungary): integrated volcano-tectonic, geochronologic and petrochemical study. Acta Geol. Hung. 47, 2-3, 221-246.

Prychistal, A. (1998): Badenian potassium trachyandesites at the contact of the Bohemian Massif and West Carpathians. In: Magmatism and rift basin evolution. *CGU, Praha,* 1-85.

Rădulescu, D., Vasilescu, A., Pletz, E. (1964): The large Fâncel-Lăpuşna caldera of the Gurghiu Mountains. *D.D.S. Inst. Geol. XLIX* (1959-1960), 1, 383-396.

Rădulescu, D., Sándulescu, M. (1973): The plate-tectonic concept and the geologica structure of the Carpathians. *Teclonophgsics*, 6, 155-161.

Rădulescu, D., Peltz, S., Popescu, A. (1973): Lower compartment of the structure of the Calimani, Gurghiu and Harghita Mountains: the volcauo-sedirnentary forrmation. *An.Inst.Geol., XLI,* 15-26, Bucureqti.

Révay, Zs., Molnár, G.L. (2003): Standardisation of the prompt gamma activation analysis method. *Radiochim. Acta*, 91, 1–9.

Révay Zs., Belgya, T., Ember, P.P., Molnár, G.L. (2001): Recent developments in Hypermet PC. *J.Radioanal. Nucl. Chem*. 401.

Révay, Zs., Belgya, T. (2004): Principles of PGAA method. In: Molnár, G.L. (Eds.), Handbook of Prompt Gamma Activation Analysis with Neutron Beams. Kluwer, 1-30.

Révay, Zs. (2009): Determining Elemental Composition Using Prompt Gamma Activation Analysis. *Anal. Chem*., 81, 6851–6859.

Ringwood, A.E. (1991): Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 8, 2083-2110.

Roca, E., Bessereau, G., Jawor, E., Kotarba, M., Roure, F. (1995): Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia –Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). *Tectonics*, 14, 855–873.

Rose, E.F., Shimizu, N., Layne, G.D., Grove, T.L. (2001): Melt production beneath Mt. Shasta from boron data in primitive melt inclusions. *Science,* 293, 281– 283.

Rosenbaum, J.M., Wilson, M., Downes, H. (1997): Multiple enrichment of the Carpathian-Pannonian mantle: Pb–Sr–Nd isotope and trace element constraints. *J. Geophys. Res.-Solid Earth,* 102 (B7), 14947–14961.

Rosenbaum, J.M., Wilson, M., Downes, H., (1997): Multiple enrichment of the Carpathian–Pannonian mantle: Pb–Sr–Nd isotope and trace element constraints. *J. Geophys. Res.* 102 (B7), 14, 947–14,961.

Rosta L. (2002): Cold neutron research facility at the Budapest Neutron Centre. *Appl. Phys*. A. 74., S52-S54.

Roşu E., Pécskay Z., Stefan A., Popescu G., Panaiotu C., Panaiotu C.E. (1997): The evolution of the Neogene volcanism in the Apuseni Mountains (Romania): constraints from new K/Ar data. *Geologica Carpathica* 48, 6, 353-359.

Roşu E., Szakács A., Downes H., Seghedi I.; Pécskay Z., Panaiotu C. (2001): The origin of neogene calc-alkaline and alkaline magmas in the Apuseni Mountains, Romania: The Adakite connection. *Romanian Journal of Mineral Deposits Supplements,* 79, 3.

Roşu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D.H.M, Szakács, A., Pécskay, Z., Panaiotu, C., Panaiotu, C.E., Nedelcu, L. (2004): Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mittelungen*, 84, 1-2, 153-172.

Roure, F., Roca, E., Sassi, W. (1993): The Neogene evolution of the Outer Carpathians flysch units (Poland, Ukraine and Romania): Kinematics of a foreland/fold and thrust belt system. *Sediment. Geol.* 86, 177–201.

Royden L.H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. In: The Pannonian Basin: A study in Basin evolution. Royden, L. & Horvath, F. (eds.) *AAPG Memoir* 45, 27-48.

Royden, L.H., Horváth, F., Burchfi el, B.C. (1982): Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bul.,* 93, 717–725.

Royden, L. H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629-638.

Royden, L. H., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, L. (1983): Evolution of the Pannonian basin system. 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics* 2, 91-137.

Rózsa, P. (1994): The dacite flows of the Miocene Tokaj-Nagyhegy stratovolcano: an example of magma mixing. *Geologica Carpathica*, 45, 3, 139-144.

Rózsa, P.; Szöőr, Gy.; Simulak, J.; Gratuze, B.; Elekes, Z.; Beszeda, I. (2000): Classification and distinction of obsidian by various analytical techniques. Applied Mineralogy (2000) 217-220.

Rózsa, P., Elekes, Z., Szöőr, Gy., Simon, A., Simulák, J., Uzonyi, I., Kiss, Á.Z. (2003): Phenocrysts in obsidian glasses. *J. Radioanal. Nucl. Chem*. 256, 2, 329-337.

Rózsa, P., Szöőr, Gy., Elekes, Z., Gratuze, B., Uzonyi, I., Kiss, Á.Z. (2006): Comparative geochemical studies of obsidian samples from various localities. A. Geol. Hung., 49/1, 73–87.

Rudnick, R.L, Gao, S. (2004): The composition of continental crust. In: Rudnick, R.L. Treatise on Geochemistry, Vol. 3, *The Crust. Amsterdam: Elsevier*, 1–64.

Ryan, J.F.; Langmuir, C.H. (1993): The systematics of boron abundances in young volcanic rocks. *Geochim. Cosmoch. A.* 57, 1489-1498.

Ryan, J.F., Leeman, W.P., Morris, J.D., Langmuir, C.H. (1996a): The boron systematics of intraplate lavas: Implication of crust and mantle evolution. *Cosmoch. Geochim. A.* 60, 3, 415-422.

Ryan, J.F.. Morris, L.. Tera, F.. Leeman, W.P., Tsvetkov A. (1995): Cross-arc geochemical variations in the Kuril Arc as a function of slab depth. *Science,* 270, 625-628.

Ryan, J.F., Morris, Leeman, B (1996b): Describing chemical fluxes in subduction zones: insight from "Depth-profilling" studies of arc and forearc rocks. *Geophysical monograph* 263.

Ryan, J.G., Langmuir, C.H. (1988): Be systematics in young volcanic rocks: implications for ^{10}Be. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 237–244.

Ryan, J.G., Langmuir, C.H. (1987): The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1727–1741.

Salters, V. J. M., Hart, S. R., Pantó, G. (1988): Origin of Late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc, Hungary. In: Royden, L. H. & Horváth, F. (Eds) The Pannonian Basin. A study in basin evolution. *AAPG Memoir* 45, 279-292.

Săndulescu, M. (1984): Geotectonica Romaˆniei Tehnica, Bucharest. 366.

Săndulescu, M. (1988): Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: The Pannonian Basin: A study in Basin evolution. L. Royden & F. Horvath (eds.), *AAPG Memoir* 45, 17-25.

Sano, T., Hasenaka, T., Shimaoka, A., Yonezawa, C., Fukuoka, T. (2001): Boron contents of Japan Trench sediments and Iwate basaltic lavas, Northeast Japan arc: estimation of sediment-derived £uid contribution in mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 187-198.

Sano, T., Fukuoka, T., Hasenaka, T., Yonezawa, C., Matsue, H., Sawahata, H. (1999): Accurate and efficient determination of boron content in volcanic rocks by neutron induced prompt γ-ray analysis. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 239, 613–617.

Santos, J.F., Scharer, U., Ibarguchi, J.I.G., Girardeau, J. (2002): Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb–Sr–Nd isotope data. *J. Petrol.* 43, 17–43.

Scambelluri, M., Muntener, O., Ottolini, L., Pettke, T.T., Vannucci, R. (2004): The fate of B, Cl and Li in the subducted oceanic mantle and in the antigorite breakdown fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 217–234.

Scambelluri, M., Philippot, P. (2001): Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55, 1-4, 213-227.

Schmitt, A.K., Kasemann, S., Meixner, A., Rhede, D. (2002): Boron in central Andean ignimbrites: implications for crustal boron cycles in an active continental margin. *Chemical Geology* 183, 333-347.

Schmidt, M.W., Poli, S. (1998): Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Plan. Sci. L.*, 163, 1-4, 361-379.

Schreyer, W., Werding, G. (1997): High-pressure behaviour of selected boron minerals and the question of boron distribution between fluids and rocks. *Lithos*, 41, 251-266.

Seghedi, I., Szakacs, A., Udrescu, C., Stoian, M., Grabari, G., (1987): Trace element geochemistry of the south Harghita volcanics (East Carpathians). Calc-alkaline and shoshonitic association. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* 72– 73/1, 381– 397.

Seghedi, I., Szakács, A., Mason, P.R.D. (1995): Petrogenesis and magmatic evolution in the east Carpathians Neogene volcanic arc (Romania). *Acta Vulcanol*. 7, 135– 145.

Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P. R. D. & Pecskay, Z. (2005): Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485-499.

Seghedi, I., Balintoni, I., Szakács, A. (1998): Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the intracarpathian region. *Lithos*, 45, 1-4, 483-497.

Seghedi, I., Downes, H., Pécskay, Z., Thirlwalld, M.F., Szakács, A., Prychodkoe, M., Mattey, D. (2001): Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians. *Lithos*, 57, 4, 237-262.

Seghedi, I., Downes, H., Szakacs, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosue, E., Pécskay, Z., Marton, E.; Panaiotu, C. (2004a): Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72, 117–146.

Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacsa, A., Balogh, K., Pécskay, Z. (2004b): Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. *Tectonophys.,* 393, 1-4, 43-62.

Seghedi, I., Szakács, A., Snelling, N.J., Pécskay, Z. (2004c): Evolution of the Neogene Gurghiu Mountains volcanic range (Eastren Carpathians, Romania), based on K-Ar geochronology. *Geologica Carpathica*, 55, 4, 325-332.

Seghedi I., Bojar A.-V., Downes H., Roşu E., Tonarini S., Mason P. R.D. (2007): Generation of normal and adakite-like calc-alkaline magmas in a non-subductional environment: A Sr-O-H isotopic study of the Apuseni Mountains Neogene magmatic province, Romania. *Chemical Geology*, 245, 70-88.

Seghedi, I., Szakács, A., Roşu, E., Pécskay, Z., Gméling, K. (2010a): Note on the evolution of a Miocene composite volcano in an extensional setting, Zărand Basin (Apuseni Mts., Romania). *Central European Journal of Geosciences (elfogadva)*

Seghedi, I., Maţenco, L.,, Downes, H., Mason, P.R.D., Szakács, A., Pécskay, Z. (2010b): Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene–Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian–Pannonian Region. *Tectonophysics,* in press.

Seyfried, W.E.Jr., Dibble, W.E. (1980): Seawater-peridotite interaction at 300°C and 500bar; implications for the origin of oceanic serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 309–322.

Seyfried, W.E.Jr., Janecky, D.R., Mottl, M.J. (1984): Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of lithium and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 557–569.

Shaw, D.M, Cramer, J.J, Higgins, M.D,, et al (1986): Composition of the Canadian Precambrian Shield and the continental crust of the earth. In: Dawson, J.B, (Eds.) The Nature of the Lower Continental Crust. *Geol Soc London Spec Publ*, 24, 275–282.

Shaw, D.M., Higgins, M.D., Hinton, R.W., Truscott, M.G. & Middleton, T.A. 1988): Boron in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2311–2319.

Sigmarsson, O., Condomines, M., Morris, J.D., Harmon, R.S. (1990): Uranium and ^{10}Be enrichments by fluids in Andean arc magmas. *Nature*, 346, 163–165.

Sigurdsson, H. (2000): Encyclopedia of Volcanoes. *Academic Press*. p. 1417.

Simonits, A., Ostor, J., Kalvin, S., Fazekas, B. (2003): HyperLab: A new concept in gamma-ray spectrum analysis. *J. Radioanal. Nucl. Chem.,* 257, 3, 589-595.

Singer, B.S., Leeman, W.P., Thirlwall, M.F., Roger, N.W.E. (1996): Does fracture zone subduction increase sediment flux and mantle melting in subduction zones? Trace element evidence from Aleutian arc basalt. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), Subduction Top to Bottom. *Geophysical Monograph*, 96, 285–291.

Smith, M.P.; Yardley, B,W.D. (1996): The boron isotopic composition of tourmaline as a guide to fluid processes in the southwestern England orefield: An ion microprobe study. *Geochim. Cosmochim. A*, 60, 8, 1415-1427.

Smith, H.J.,. Spivack, A.J., Staudigel, H., Hart, S.R. (1995): The boron isotopic composition of altered oceanic crust. *Chemical Geology*, 126, 119-135.

Socolescu, M., Bisir, D., Popovici, D., Visarion, M., Rosca, V. (1964): Structure of the Earth's crust in Romania based on the gravimetric data. *Rev.Roum.Geophysique*, 8.

Sperner, B., Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Muller, B., Wenzel, F. (2001): Slab break-off abrupt cut or gradual detachment? New insights from the Vrancea Region (SE Carpathians, Romania). *Terra Nova* 13, 172-179.

Sperner, B., Ratschbacher, L., Nemcok, M. (2002): Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. *Tectonics* 21, 1.

Sperner, B., Ioane, D., Lillie, R. J. (2004): Slab behaviour and its surface expression: New insights from gravity modelling in the SE Carpathians. *Tectonophysics* 382, 51-84.

Spivack, A.J., Edmont, J.M. (1987): Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1033–1043.

Spivack, A.J., Staudigel, H. (1994): Low-temperature alteration of the upper oceanic crust and the alkalinity budget of seawater. *Chemical Geology* 115, 239–247.

Spivack, A.J., You, C.F. (1997): Boron isotopic geochemistry of carbonates and pore waters, Ocean Drilling Program Site 851. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 113–122.

Stanica, D., Stanica, M., Zugravescu, D. (1999): Geodynamic evolution of the Vrancea seismogenic area revealed by magnetotelluric tomography. *St.cerc. Geofizica, tomul* 37,. 61-69.

Staudigel, H., Plank, T., White, B., Schmincke, H.U. (1996): Geochemical fluxes during seafloor alteration of basaltic upper oceanic crust; DSDP sites 417 and 418. In: Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH, Platt JP (Eds.) Subduction top to bottom, 96, - *Geophysical Monograph Series*, 19–38, American Geophysical Union, Washington, DC.

Stefánka, Zs., Katona, R., Varga, Zs., Dobosi, G., Molnár, F., Gméling, K. (2008): Lézerabláció alkalmazási lehetőségei a nyomelemanalitikában: az MTA Izotópkutató Intézetben végzett törvényszéki és geológiai vizsgálatok bemutatása. *51. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés.* Nyíregyháza.

Stolper, E., Newman, S. (1994): The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. - *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 3-4, 293-325.

Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (*eds*) Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society Special Publication* 42, 313-345.

Szabó, Cs., Nagy, B.né, Solymos, K. (1980): The genesis of garnets in the andesites of the Karancs-hill. *Ann. Univ. Sci. Eötvös Nom. Sep. Sect. Geol.* 22, 197–208.

Szabó, Cs., Falus, G., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E. (2004): Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics*, 393, 1–4, 119–137.

Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos, L. (1992): Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208, 1-3, 243-256.

Szádeczky-Kardoss, E., Vidacs, A., Varrók, K. (1959): A Mátra hegység neogén vulkanizmusa. *Az MTA Geokémiai Konferenciakiadványa*, X. Oszt., 35 p, Budapest.

Szakács, S., Seghedi, J. (2000): Large volume volcanic debris avalanche int he East Carpathians, Romania. In: H. Layrit, C. Montenat (Eds.) Volcanoclastic rocks, from magma to sediments. *Gordon Breach Sci. Publ.* 131-151.

Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (1993): Peculiarities of South Harghita Mts. as terminal segment of the Carpathian Neogene to Quaternary volcanic chain. *Revue Roumaine de Géologie*, 37, 21.

Szakács, A., Seghedi, I. (1995): The Calimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, East Carpathians, Romania: volcanological features. *Acta Vulcanol*. 7, 135-143.

Szakács, A., Seghedi, I. (1996): Geotectonic Setting of Late Cenozoic Shoshonites in Romania. *30th International Geological Congress, Beijing, China, Abstracts*, 2, 35.

Szakács, A., Seghedi, I., Pécskay, Z. (2002): The most recent volcanism in the Carpathian-Pannonian Region. Is there any volcanic hazard? *Geologica Carpathica*, *Spec. Iss.* 53, 193-194.

Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs. (2004): Prompt Gamma Activation Analysis, a new method in the archeological study of polished stone tools and their raw materials. *European Journal of Mineralogy* 16, 285–295.

Szederkényi, T. (1980): Petrological and geochemical character of Bár basalt, Baranya County, South Hungary. *Acta Miner. Petr*. Szeged. XXIV/2, 235-244.

Széky-Fux, V. (1970): The Telkibánya mineralizaation and its Intra-Carpathian connections. Budapest, Akadémia Kiadó, 226 pp.

Széky-Fux, V., Pécskay, Z., Balogh, K. (1987): Miocene volcanic rocks from boreholes in Transtibcia (Hungary), and their K/Ar chronology. Bull. *De l'Académia Serve des Sciences et des Arts*, 27.

Szentmiklósi, L., Gméling, K., Révay, Zs. (2007): Fitting the boron peak and resolving interferences in the 460-490 keV region of PGAA spectra. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 271, 2, 447-453.

Tari, G., Dövényi, P., Horváth, F., Dunkl, I., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (*eds*) The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society*, London, Special Publication 156, 215-250

Tari, G., Horváth, F., Rumpler, J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 208, 1-3, 203-219.

Tatsumi, Y. (1989): Migration of fuid phases and generation of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 94, 4697-4707.

Tatsumi, Y. (2005): The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. *GSA Today*, 15, 7, 4-10.

Tatsumi, Y., Eggins, S. (1995): Subduction zone magmatism. *Frontiers in earth sciences,* Blackwell, Cambridge.

Tatsumi, Y., Kogiso, T. (1997): Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 207-221.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985): The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *Blackwell, Oxford.* 312o.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., McCulloch, M.T. (1993): Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. A*. 47, 11, 1897-1905.

Tenthorey, E., Hermann, J. (2004): Composition of fluids during serpentinite breakdown in subduction zones: Evidence for limited boron mobility. *Geology;* 32, 10, 865–868.

Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, J.P., Davidson, J.P., Arculus, R.J. (1994): High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *J. Petrol.* 35, 819–838.

Thirlwall, M.F., Graham, A.M., Arculus, R.J., Harmon, R.S., Macpherson, C.G. (1996): Resolution of the effects of crustal assimilation, sediment subduction and fluid transport in island arc magmas: Pb – Sr –Nd –O isotope geochemistry of Grenada, Lesser Antilles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23, 4785– 4810.

Thomas, R. (2002): Determination of the H_3BO_3 concentration in fluid and melt inclusions in granite pegmatites by laser Raman microprobe spectroscopy. *Am. Mineral*. 87, 56–68.

Thompson, G., Melson, W.G. (1970): Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: Implications for the boron cycle in the oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 8, 1, 61-65.

Tomek, C., Hall, J. (1993): Subducted continental-margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. *Geology*, 21, 6, 535–538.

Tonarini, S., Armienti, P., D'Orazio, M., Innocenti, F. (2001): Subduction-like fluids in the genesis of Mt. Etna magmas: evidence from boron isotopes and fluid mobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 4, 471-483.

Tonarini, S., Forte, C., Petrini, R., Ferrara, G. (2003a): Melt/biotite 11B/10B isotopic fractionation and the boron local environment in the structure of volcanic glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 10, 1863–1873.

Tonarini, S., Leeman, W.P., Civetta, L., D'Antonio, M., Ferrara, G., Necco, A. (2003b): B/Nb and $\delta^{11}B$ systematics in the Phlegrean Volcanic District, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3022.

Tonarini, S., Pennisi, M., Leeman, W.P. (1997): Precise boron isotopic analysis of complex silicate (rock) samples using alkali carbonate fusion and ion-exchange separation. *Chemical Geology*, 142, 1-2, 129-137.

Tonarini, S., Leeman,W. P., Civetta, L., D'Antonio, M., Ferrara, G., Necco, A. (2004): B/Nb and $\delta^{11}B$ systematics in the Phlegrean Volcanic District, Italy. *Jour. Volc. and Geot. Res*. 133, 123–139.

Tóth A, Dobosi G, Beard A, Downes H, Bali E, Szabó Cs (2006): Garnet Pyroxenites from Eastern Transylvanian Basin: An Integrated Textural and Geochemical Study. *Geolines* 20, 128-129.

Török, K., Dégi, J., Szép, A., Marosi, G. (2005): Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony-Balaton HighlandVolcanic Field, W-Hungary. *Chem. Geol.* 223 1–3, 93–108.

Varga, Gy., Csillag-Teplánszky, E., Félegyházi, Zs. (1975): A Mátra hegység földtana. *MÁFI Évi Jel.* 57/1, 575.

Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., Szakács, A., Vannucci, R. (1995): Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin—depleted mantle enriched by vein metasomatism. *J. Petrol.* 36, 23–53.

Viczián, I. (1965): Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. *A. Geol. Hung.,* 45, 3, 265-286.

Vinkler A. P., Harangi Sz., Ntaflos T., Szakács A. (2007): A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata – petrogenetikai következtetések. *Földtani Közlöny* 137/1, Tanulmányok Erdély földtanából. 103-128.

Vroon, P.Z., van Bergen, M.J., White, W.M., Varekamp, J.C. (1993): Sr-Nd-Pb isotope systematic! of the Banda Arc, Indonesia: combined subduction and assimilation of continental material. *J. Geoph. Res.* 98, 22349-22366.

Whitford, D.J., White, W.M., Jezek, P.A. (1981): Neodymium isotopic composition of Quaternary arc lavas from Indonesia. *Geochim. Cosmochim. A.*, 45, 989-995.

Winter, J. (2001): An introduction to igneous and metamorphic petrology. *Prince Hall.*

Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U. and Balogh, K. (2005): 40Ar/39Ar geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Petrology* [in review]

Wyllie, P.J. (1973): Experimental petrology and global tectonics —A preview. *Tectonophysics*, 17, 3, 189-209.

Wortel, M.J.R., Spakman, W. (1992): Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. K. Ned. Akad. Wet*. 95, 3, 325– 347.

Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science,* 290, 1910-1917.

Yonezawa, C., Ruska, P.P., Matsue, H., Magara, M., Adachi, T. (1999): Determination of boron in Japanese geochemical reference samples by neutron-induced prompt gamma-ray analysis. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 239, 571–576.

You, C.F., Spivack, A.J., Smith, J.H., Gieskes, J.M. (1993): Mobilization of boron in convergent margins: implications for boron geochemical cycle. *Geol.* 21, 207-210.

You, C.-F., Castillo, P.R., Gieskes, J.M., Chan, L.H., Spivack, A.J. (1996): Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 41– 52.

You, C.F., Spivack, A.J., Gieskes, J.M., Rosenbauer, R., Bischoff, J.L. (1995): Experimental study of boron geochemistry: Implications for fluid processes in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59, 12, 2435-2442.

Zack, T., Foley, S.F., Rivers, T. (2002): Equilibrium and Disequilibrium Trace Element Partitioning in Hydrous Eclogites (Trescolmen, Central Alps). *Journal of Petrology*, 43, 10, 1947-1974.

Zajacz, Z., Kovács, I., Szabó, C., Halter, W., Pettke, T. (2007): Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. *J. Petrol.* 48, 5, 853–883.

Zelenka T. (1960): Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. *Földtani Közlöny*, 90, 83-102.

Zelenka, T. (1963): Tokajhegyalja DNY-i részének földtani felépítése. *Doktori disszertáció*. ELTE, Budapest.

Zentai 1996 http://lazarus.elte.hu/hun/summer.jpg

Mellékletek

I. Táblázat: A dolgozatban vizsgált kőzetminták főelemoxid és nyomelem koncentráció adatai, saját PGAA, NAA, ICP MS, és LA-ICP MS mérési eredmények; valamint a dolgozatban felhasznált korábbi mérések irodalomból származó nyomelem adatai.

I. Table: Major element oxide and trace element concentrations of the examined samples, by PGAA, NAA, ICP MS and LA-ICP MS. Those trace element data, which were used from the literature are also given in the table.

II. Rövidítések jegyzéke

II. List of abreviations

III. Ábrák jegyzéke

III. Figure captions in Englis

IV. Kémiai és fizikai adatok a bórról

IV. Chemical and physical data of boron

nyugat-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	VH121A	VHCS5	VHPR1	VHS3B	VH122A	VHS4	VHS10	VHCS3	VHCS4E	VHH2	VHL2	VH30/2A	VHCS1	VHCSH	VHPS4	B3	B72	B144	B24A	B134	B26	CS96/2	CS96/1	CS96/6	CS96/5	CS96/3
Vulkáni terület	Visegrádi-hg.															Börzsöny						Cserhát				
Lelőhely	Dobogókő, Szerkövek	Nagy-Csikóvár	Prépost-hegy	Szamár-hegy	Dömörkapu	Hideglelős kereszt	Hideglelős kereszt	Kis-Csikóvár hegy	Nagy-Csikóvár hegy	Holdvilág-árok	Malom völgy	Vadálló kövek, Préd.	Gyopár f., Kis-Csikóvár	Csódi-hegy	Morg-hegy	Nagyhideg hegy	Hegyes-hegy	Nagy-Mána hegy	Tar-Péter-hegy	Fekete-p, Szarvaskő	Bajdázó	Cserhát	Baráthegyi kőfejtő	Szandavár	Zsuny-puszta	Bableves csarda
Kőzettípus	amf andezit	bi-gt riodácit	bas. Andezit	bas. Andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	vörös andezit	andezit	bi-gt dácit	bi-gt riodácit	andezit	andezit	andezit	vörös andezit	andezit	bi-gt dácit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit
K/Ar mérés																										
K/Ar-kor (Ma)	15,40	16,70	15,30	15,00	15,80	15,00	15,00	15,00	15,00	16,70	15,80	15,50	15,00	16,50	15,70	13,50	13,50	14,00	14,00	14,00	16,00				14,00	15,00
PGAA mérési eredmények																										
t%																										
SiO2	51,2	53,5	53,6	54,1	56,1	56,3	57,3	57,8	58,11	58,5	58,5	58,9	59,3	64,9	67,8	55,97	56,6	56,9	58,0	58,9	62,3	53,8	54,5	55,1	55,7	58,0
TiO2	0,78	0,15	0,80	0,84	0,89	0,76	0,51	0,76	0,66	0,74	0,65	0,64	0,82	0,27	0,14	0,92	0,92	0,78	0,64		0,60	1,32	1,12	1,02	1,17	1,05
Al2O3	18,6	13,1	18,2	18,5	18,0	18,0	18,4	18,5	17,28	18,4	17,36	17,7	17,5	17,57	16,3	18,03	17,2	18,2	17,1	18,1	18,4	18,7	19,2	18,2	17,7	19,7
Fe2O3T	8,64	2,91	7,50	7,86	7,77	8,14	6,10	7,18	6,98	7,07	6,41	7,15	6,81	4,16	2,90	8,14	8,29	7,73	7,20	6,70	4,27	8,40	7,50	7,13	8,59	6,26
MnO	0,18	0,06	0,12	0,12	0,14	0,15	0,15	0,15	0,17	0,10	0,08	0,15	0,13	0,12	0,05	0,18	0,19	0,14	0,19	0,12	0,05	0,20	0,11	0,13	0,13	0,12
MgO	5,26	19,4	5,77	3,40	3,43	3,04	3,54	2,28	3,19	1,5	2,87	2,79	1,68			2,95	2,78	2,83	2,41	2,48		2,79	3,07	4,24	2,34	
CaO	8,64	2,43	7,68	8,02	7,64	7,18	7,24	6,55	6,51	6,25	5,84	6,56	6,16	4,09	2,68	7,05	6,75	6,36	6,67	6,58	6,48	8,14	7,84	7,73	7,05	7,52
Na2O	2,35	2,45	3,14	2,88	2,57	3,00	2,82	3,04	3,05	3,29	3,18	3,22	2,59	4,03	4,07	3,26	2,82	3,17	3,25	3,53	3,19	2,77	3,02	3,12	3,19	2,90
K2O	1,29	3,04	1,75	1,75	2,14	1,95	2,02	1,91	2,15	2,17	2,16	2,05	2,07	2,92	3,35	1,81	2,51	2,37	2,93	2,23	2,70	1,57	1,55	2,11	2,23	2,23
H2O	2,90	2,92	1,33	2,50	1,08	1,53	1,86	1,83	1,78	1,96	2,95	0,83	2,95	1,89	2,54	1,66	1,84	1,44	1,57	1,38	2,06	2,21	1,95	1,16	1,86	2,14
µg/g																										
B	15,1	33,7	16,3	15,1	12,7	18,2	24,8	15,8	21,03	11,0	13,3	23,5	7,25	15,9	42,9	11,54	28,6	21,3	20,8	11,0	29,3	34,0	23,2		30,1	35,0
Cl	1010	749	90,9	136	288	114	1126	231	812,29	115	32	199	70	54	872	104,09	809	111	268	267	78	389	38	227	41	286
Sc	37		26	27,9	27	28	21	19		23	13		15			21,87	20	24	20	29		25,7	28	28	32	22
V	288		247		261				204,36	143	162							146				284	252	234	275	173
Cr					400																		417			
Co																								41		
Nd	27	32,6		25,2	38	24	26,0	33	23,10	35	29	27	44	32	40	25,94	35	35	24			29			32	
Sm	2,85	3,01	2,55	2,68	4,16	2,85	2,28	2,93	2,72	3,30	2,89	2,95	4,42	2,73	3,82	3,31	3,82	3,40	3,84	3,35	3,67	3,39	2,99	2,80	3,69	3,94
Gd	3,51	3,16	3,39	3,60	5,17	3,79	2,86	3,90	3,63	4,26	3,60	3,65	5,29	2,98	3,96	4,51	4,89	4,23	4,53	4,40	2,98	5,20	4,15	4,08	5,27	6,12
ICP-MS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)																										
µg/g																										
Ni	11	4	10	12	11	6	10	7	11	10	8	11	5	4	4	14	5	7	7	9	7				12	4
Cr	23	4	15	20	48	11	11	13	33	18	24	26	9	4	4	40	12	17	19	26	11				11	6
V	226	7	194	188	189	160	96	137	126	124	107	122	54	15	4	146	138	90	134	141	43				197	133
Sc	32,00	3,30	25,10	26,20	30,20	20,50	16,70	18,70	19,80	18,40	18,50	19,30	12,30	4,40	2,90	19,10	19,50	19,30	16,90	20,60	6,50				24,40	22,60
Rb	45	121	50	58	59	70	60	63	69	74	81	72	63	107	125	70	86	95	82	73	114				94	62
Ba	319	659	418	437	707	424	468	469	665	537	448	536	792	678	661	549	912	574	1223	497	525				330	600
Pb	13,8	31,9	17,4	17,7	17,2	9,9	17,1	17,8	18,5	16,9	16,8	19,2	25,2	28,6	31,9	13,5	29,3	21,8	22,5	16,1	24,4				12,5	9,4
Sr	419	296	396	375	489	321	401	342	331	339	317	420	473	340	276	427	475	434	725	373	387				243	266
Zr	68	203	117	124	183	135	124	130	124	137	130	109	193	187	214	145	147	148	127	151	139				184	196
Nb	8	12	9	9	13	9	8	8	8	9	8	9	16	10	13	8	9	9	10	8	10				9	9
Y	20	14	21	22	29	22	16	23	22	24	20	21	25	17	10	29	30	24	22	23	6				33	41
Th	6,70	15,10	6,70	6,80	11,60	7,20	8,40	8,50	8,20	9,00	8,90	11,40	13,20	13,00	15,90	8,00	13,00	11,00	12,60	9,30	11,00				8,30	6,40
La	30,14	41,30	18,71	20,80	37,73	20,91	22,80	23,30	21,60	25,30	23,01	30,00	42,01	34,51	39,64	22,11	33,01	28,50	33,70	24,80	30,60				20,00	22,00
Ce	38,27	76,20	39,19	40,60	73,92	44,54	45,30	47,00	41,60	48,70	47,86	49,70	84,76	67,17	80,34	47,03	63,56	54,10	64,80	46,10	59,20				44,60	46,20
Nd	18,63	30,50	17,20	19,20	29,70	18,40	18,30	21,00	18,50	22,50	19,10	20,40	32,50	22,60	30,70	21,80	26,20	24,30	28,30	21,70	27,70				23,20	24,40
Sm			3,52		5,50	3,81					3,83		6,01	3,60	5,38	4,65	5,26									
Eu	1,09		1,08		1,39	1,08					1,10		1,52	1,00	1,22	1,39	1,44									
Gd			3,69		5,51	3,93					3,75		5,53	2,96	4,19	5,01	5,48									
Dy			3,51		4,79	3,71					3,33		4,29	2,51	2,25	4,85	5,11									
Ho			0,70		0,97	0,74					0,65		0,78	0,49	0,33	0,99	1,04									
Er			1,77		2,41	1,89					1,61		1,66	1,20	0,52	2,56	2,64									
Yb	1,42		1,93		2,59	2,09					1,84		1,68	1,53	0,48	2,86	2,96									
Lu	0,21		0,31		0,43	0,34					0,31		0,27	0,26	0,07	0,48	0,49									
Tm																										
Tb																										
Hf																										
Ta																										
U																										
Co																										
Pr																										
TIMS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)																										
87Sr/86Sr	0,70751	0,71002	0,70709	0,70768	0,70807	0,70866	0,70745	0,70841		0,70918	0,70933	0,70756	0,70899	0,70939	0,71034	0,70743	0,70845	0,70910	0,70695	0,70854	0,71019				0,70751	
87Rb/86Sr	0,31338	1,18330	0,36726	0,44699	0,34693	0,62859	0,43218	0,53374		0,63248	0,73665	0,49393	0,38720	0,91099	1,31800	0,47438	0,52344	0,63352	0,32645	0,56678	0,85307				1,12080	
i87Sr/86Sr	0,70744	0,70975	0,70702	0,70758	0,70800	0,70854	0,70737	0,70830		0,70903	0,70919	0,70746	0,70891	0,70918	0,71004	0,70734	0,70834	0,70897	0,70688	0,70843	0,71000				0,70729	
143Nd/144Nd			0,51242		0,51225	0,51232					0,51233			0,51235	0,51230	0,51253	0,51241									

nyugat-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	SAT1	SAT_2	KAR1	SPM-3	SPM-III	SPM-6	ZH	SPM-II	SPM-A	SPM-F	SPM-G	SPM-DI	SPM-H	SPM-2	SPM-D	BREHY	SPM-C	SPM-E	SP5	SV1	SV4	SV2	SP4	SK3	SV5	SB1
Vulkáni terület	Karancs			közép-szlovákiai vulkáni terület																						
Lelőhely	Sátoros	Sátoros	Farkaskő	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Ziar nad Hronom	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Brehy	Vlcy vrch	Vlcy vrch	Rochy	Hrusov, Cesnakova	Celovce	Hrusov Cesnakova	Poľana DNy	Ladzany	Vlci vrch, Vinica	Breziny
Kőzettípus	andezit	andezit	gt andezit	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	bazalt	andezit	andezit	px andezit	andezit	px andezit	andezit	px andezit	px andezit	px andezit	gt andezt
K/Ar mérés																										
K/Ar-kor (Ma)			14,90																15,00	16,00	16,00	16,00	12,00	16,00	16,00	16,00
PGAA mérési eredmények																										
t%																										
SiO2	56,6	59,8	56,6	50,3	51,5	51,6	51,6	51,6	51,8	51,9	52,4	56,7	53,1	53,4	54,3	44,5	55,3	55,7	55,5	56,5	57,3	57,74	58,2	58,31	59,1	59,9
TiO2	0,69	0,56	0,66	1,12	1,15	0,90	1,22	1,13	1,05	1,20	1,14	0,78	0,91	0,88	0,85	2,43	0,88	0,85	1,11	0,84	0,91	0,83	0,86	0,78	0,92	0,71
Al2O3	16,7	16,9	18,6	19,4	17,9	16,4	17,9	17,6	18,1	19,3	17,5	18,5	14,9	15,9	16,6	12,4	16,7	17,8	17,2	16,8	16,9	16,05	17,3	18,37	17,1	17,7
Fe2O3T	7,03	6,39	7,72	9,30	9,91	9,22	10,1	10,2	9,40	9,11	9,99	7,69	8,15	9,22	8,26	11,7	8,33	7,87	8,14	7,60	7,03	6,95	7,77	6,85	6,83	6,64
MnO	0,14	0,16	0,19	0,20	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,16	0,18	0,14	0,14	0,20	0,16	0,20	0,16	0,15	0,17	0,13	0,14	0,14	0,14	0,16	0,13	0,16
MgO	4,01	3,09	2,43	4,75	5,37	6,01	5,11	5,09	4,60	2,67	4,63	3,18	6,77	5,79	5,71	13,0	5,13	3,66	4,97	4,52	4,62	5,96	3,04	3,19	3,18	2,4
CaO	6,56	5,75	6,67	9,14	9,30	9,63	8,35	9,27	8,63	8,17	8,98	6,06	10,63	9,10	8,69	9,20	7,97	7,10	6,35	7,47	6,72	5,74	5,92	6,03	5,79	5,47
Na2O	3,16	3,36	2,92	3,02	2,66	3,29	3,09	2,61	3,34	3,71	2,80	3,49	2,60	3,11	2,82	4,25	2,94	3,48	3,05	3,07	2,32	2,90	3,08	3,03	2,89	3,25
K2O	1,56	2,09	1,72	1,53	1,43	1,78	1,49	1,43	1,77	2,36	1,52	2,72	1,51	1,61	1,92	1,74	2,01	2,55	1,97	1,65	2,46	2,51	2,25	1,77	2,68	2,11
H2O	3,43	1,86	2,53	1,07	0,55	0,76	0,98	0,66	0,74	1,25	0,83	0,70	1,11	0,54	0,65	0,19	0,59	0,79	1,51	1,33	1,51	1,01	1,42	1,50	1,28	1,53
µg/g																										
B			9,84	8,99	3,88	10,8	4,57	3,94	6,48	13,0	4,30	16,4	4,45	6,16	5,47	5,73	8,61	11,7	14,7	18,8	23,6	36,43	11,2	31,91	36,2	18,1
Cl	117	223	125	807	108	852	164	105	143	850	111	118	84	108	89	1006	109	135	109	62,4	352	432,56	101	29,59	456	146
Sc	19	13	21	30	41	37	31	37	29	21	32	25	50	33	35	23	34	19	11	29	37,2	30,8	31		27	17
V	179					257		359						279		284			223			213,1				
Cr	388							706					871	878		1206						400,8				
Co		38																				52,3				
Nd		23	20	53		47		40	48	50	39	42	39	44	40	59	40	50	29	24		34,7	37	26,99	33,8	31
Sm	2,51	2,68	2,41	4,98	4,22	4,69	3,40	4,16	4,81	5,42	4,39	4,61	4,04	4,53	3,99	5,81	4,15	4,72	3,43	2,62	3,18	3,7	3,58	2,75	3,81	3,05
Gd	3,06	3,44	3,35	5,79	5,33	4,93	4,63	5,22	5,56	6,27	5,47	4,96	4,71	5,08	4,62	6,63	4,90	5,32	4,61	3,64	4,21	4,8	4,49	3,80	4,90	3,87
ICP-MS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)																										
µg/g																										
Ni			5				20									177		20	5	49	8	8	5	6	8	4
Cr			17													335			10	165	56	22	13	14	25	7
V			129				138									262		161	182	173	171	167	159	127	172	94
Sc			20,60				16									23,2		17	20,70	27,80	28,90	24,40	23,20	22,00	24,40	12,50
Rb			66				85,1									47		92,1	70	55	69	87	78	59	86	83
Ba			293				889,3									576		810,7	368	311	438	444	505	385	446	448
Pb			10,3																9,0	9,8	12,1	15,1	10,4	8,4	15,4	13,7
Sr			343				651,5									828		660,6	342	264	275	292	354	259	296	367
Zr			110				160									263		158,2	145	123	167	185	141	146	187	151
Nb			6				56,1									75		57,4	15	9	11	14	18	9	15	17
Y			21				24,4									25		26,6	28	22	26	30	24	26	31	21
Th			6,10				15,4									7,5		16	6,60	6,10	8,40	10,10	9,30	7,30	10,20	9,40
La			16,90				60,9									51		57,2	24,51	17,82	23,91	27,20	32,90	22,11	28,60	30,73
Ce			34,90				120,7									97		118,5	51,66	38,16	51,84	58,30	58,50	46,83	59,90	60,32
Nd			15,90				45,2									42,6		41,6	23,30	17,00	22,50	25,50	26,30	19,30	27,30	22,70
Sm							7,3									8,68		6,9	4,92	3,48	4,57			3,94		4,15
Eu							1,8									2,7		1,69	1,41	1,01	1,25			1,13		1,23
Gd							4,79											5,3	5,23	3,71	4,64			4,23		3,96
Dy							4,14											4,75	4,83	3,64	4,42			4,22		3,46
Ho							0,89											0,96	0,97	0,73	0,89			0,87		0,68
Er							2,38											2,72	2,45	1,85	2,29			2,30		1,68
Yb							2,35									1,71		2,52	2,66	2,01	2,57			2,64		1,84
Lu							0,34									0,27		0,37	0,44	0,33	0,43			0,44		0,30
Tm																										
Tb																										
Hf																										
Ta																										
U																										
Co																										
Pr																										
TIMS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)																										
87Sr/86Sr			0,70629																0,70786	0,70912	0,71013	0,70895	0,70759	0,70893	0,70886	0,70700
87Rb/86Sr			0,56020																							
i87Sr/86Sr			0,70617																0,70776	0,70898	0,70996	0,70875	0,70750	0,70878	0,70867	0,70685
143Nd/144Nd																			0,51244	0,51233	0,51226			0,51233		0,51246

nyugat-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	SK4	SK2	SP1	SK9	SK7	SK6	SK8	SK5	SEL1	SEL2	SEL4	MT-19	MT-11	MT-14	MT-32	MT1103	MT-1	MT-2	MT-20	MT-22	MT-28	MT-23	MT-5	484	6365	1201
Vulkáni terület	közép-szlovákiai vulkáni terület											Mátra												Tokaji-hg.		
Lelőhely	Ihrac	Bodan	Kyslinki, Pol'ana	Hlinik	Stara Kremnica	Stara Kremnica	Ziar nad Hronom	Vlci vrch	Selmec bánya	Selmec bánya	Selmec bánya	Mátraháza, Honvéd üdülő	Macskavár, Írtás tető	Rókalyuk tető	Disznókő	Hasznos vár, ÉNY	Csákánykő, kőbánya	Nagyzúgó	Mátrafüred, Sóstói kőbánya	Mátrafüred, Farkasvári Kőbánya	Tarnóczai kőbánya	Gyöngyös solymos, kishegy	Oroszlánvár tető	Sárospatak -10. fúrás	Komlóska, Pusztavár	Füzér, Nagymilic
Kőzettípus	am-px andezit	dácit	gt-riolit	riolit	riolit -perlit	riolit	bazalt	ol-px baz. andezit	bazalt	bazalt	bazalt	andezit	andezit	andezit	px andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	andezit	ol. bazalt	andezit	amf.px. Andezit
	K/Ar mérés											K/Ar mérés (Pécskay et al. 1986, 1987)														
K/Ar-kor (Ma)	13,00	12,00	13,00	11,50	11,00	10,70	11,00	15,00				16,4	13,6	15,6	13,0	16,1	14,7	13,6	12,3	15,0	14,2	14,7	12,4	9,40		10,90
	PGAA mérési eredmények																									
	t%																									
SiO2	63,33	64,79	66,53	71,21	72,30	74,86	51,9	52,7	44,7	43,3	43,6	53	55	55	56	57	57	58	58	58	58	59	63	49,1	56,0	58,2
TiO2	0,60	0,85	0,33	0,21	0,12	0,10	1,18	1,04	2,66	2,33	2,36	0,93	1,07	1,1	1	1,26	0,91	1,01	0,98	1,06	1,05	0,8	0,59	1,11	0,96	0,93
Al2O3	14,93	15,21	15,82	13,09	12,63	12,22	17,4	17,7	15,4	13,6	13,4	17,5	18,1	18,7	16,9	17,2	18,4	19,9	19	17,4	15,5	16	17,4	15,26	12,7	17,8
Fe2O3T	4,04	5,79	3,86	1,73	1,47	1,76	10,0	9,31	12,1	12,7	12,6	8,4	8	7,3	8,9	9,6	6,9	5,3	6,8	8,3	9	7,2	5,2	8,23	9,65	7,33
MnO	0,16	0,05	0,10	0,05	0,08	0,02	0,20	0,18	0,19	0,19	0,19	0,176	0,165	0,157	0,19	0,177	0,149	0,211	0,123	0,14	0,164	0,139	0,118	0,16	0,19	0,15
MgO	2,25		1,45				4,48	4,26	8,92	14,6	14,3	6,9	3,8	3,3	4,9	2,8	2,4	1,4	1,9	2,1	4,9	4,3	0,8	12,18	9,26	3,24
CaO	4,58	2,90	3,45	1,38	0,97	0,48	8,77	8,38	9,03	8,16	8,23	7,7	8	7,8	7,1	6,8	8,2	7,6	6,4	6,4	5,8	6,1	5	7,98	6,85	6,40
Na2O	2,86	4,07	3,09	2,63	3,01	1,99	3,33	3,54	3,55	3,27	3,30	2,52	2,1	2,6	2,3	2,8	2,8	2,7	2,77	3,2	2,09	2,29	3,7	2,51	1,91	3,09
K2O	4,00	3,85	2,87	5,85	5,47	4,80	1,61	1,78	1,35	1,23	1,23	1,66	1,93	2,42	1,74	1,52	2,2	2,64	2,52	1,88	2,34	2,46	2,84	1,42	1,56	1,65
H2O	3,13	2,46	2,49	3,74	3,77	3,74	1,01	1,10	2,08	0,43	0,43	1	1,56	1,13	1,22	1,28	1,05	1,55	1,66	1,61	1,39	1,59	1,13	1,84	0,77	1,11
	µg/g																									
B	52,43	22,14	4,39	50,80	75,91	35,17	7,41	7,85	1,84	1,76	1,72	8,45	13,30	15,10	11,9	22,5	24,60	10	18,80	21	26	30,1	14,6	10,34	13,9	16,1
Cl	1039,02	57,35	4,08	909,71	1522,31	82,88	152	154	110	205	214	54,8	360	192	78,9	135	42,8	114	41,7	115	46,2	39,5	90,1	13,91	33,4	491
Sc	12,75	22,81	8,54				35,2	28	27	28	30	36,2	44,2	37	50,1	12			35,5		29,1	21,3		30,30	41,2	23
V								298	316					139	263						232			246,62	341	176
Cr										1784	1734			278										944,44		
Co																								60,40	41	
Nd	36,07	42,92	25,86		26,64				49	39	36	23,5	31,5	38		20	27,1	31,4	31,2	29,8	27,7		24,6			29
Sm	3,16	4,89	2,56	2,73	1,87	2,43	3,44	4,99	4,46	3,98	3,98	3,15	4,25	4,2	2,9	3,46	4,29	4,2	3,82	3,69	3,68	3,31	4,48	2,85	2,80	3,18
Gd	3,38	5,81	2,70	3,03	1,98	2,38	4,62	5,84	5,38	4,71	4,80	4,18	5,72	5,64	3,96	2,83	3,32	5,19	5,21	2,76	4,8	4,47	6,09	3,73	3,86	4,49
	ICP-MS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)											LA-ICP-MS mérési eredmények (Saját)												NAA (Saját)		
	µg/g																									
Ni	8	3	5	4	4	4	10	11				9,99	5,13		7,46	2,98	13,65	3,2		2,11	14,32	6,16	1,93		113,87	0,26
Cr	11	4	9	5	3	3	17	23				74,97	62,21		36,67	8,75	86,47	11,08		9,68	67,88	30,93	9,96		86,40	22,17
V	102	48	56	18	8	10	195	208				64,27	126,19		267,48	161,34	213,34	58,34		54,38	263,87	106	21,43		210,68	106,53
Sc	13,20	18,40	10,70	4,10	2,20	1,30	25,30	21,00																		
Rb	135	133	103	207	191	183	46	55				109,05	118,17		133,11	90,66	49,61	181,42		95,85	174,74	124,86	154,58		163,74	96,48
Ba	888	710	522	707	764	694	454	696				310,72	545,75		367,19	239,83	163,03	520,14		422,35	538,66	359,04	443		484,99	391,14
Pb	18,4	16,5	17,6	24,8	27,6	28,5	8,2	7,3				26,38	20,35		72,11	13,12	14,3	29,87		14,89	25,43	21,14	23,61		28,65	25,80
Sr	455	229	293	139	149	89	452	693				356,78	282,93		185,22	201,97	223,99	379,6		306,91	238,27	198,53	233,35		158,31	202,26
Zr	169	273	109	166	121	116	146	151				221,71	168,74		181,64	157,61	70,45	294,36		147,31	183,78	221,2	245,22		202,13	131,86
Nb	47	26	15	26	42	35	21	61				14,14	16,22		14,54	9,46	9,4	18,15		11,49	16,6	53,59	15,61		12,88	11,87
Y	19	31	14	20	13	13	28	30				72,12	41,85		36,34	34,05	27,06	51,82		30,25	41,91	33,46	40,45		29,95	26,19
Th	21,70	16,20	10,40	28,40	34,10	33,80	4,70	10,50				10,58	12,12		13,26	7,13	6,57	22,14		6,87	15,57	20,39	12,42		14,26	7,16
La	45,11	41,23	29,70	43,01	47,90	68,50	24,41	53,11				53,47	44,15		31,98	22,85	19,15	61,59		25,89	37,41	37	38,64		34,51	26,18
Ce	80,10	83,78	51,80	77,49	76,41	75,60	51,93	100,53				117,79	92,58		75,68	56,13	42,56	123,35		61,18	99,32	88,38	97,73		76,78	60,27
Nd	25,10	33,50	19,20	22,70	18,00	26,00	23,10	41,00				54,25	42,49		35,25	26,45	22	56,4		28,98	40,84	36,49	42,64		30,42	28,78
Sm	4,05	6,35		3,76	2,56		4,72	7,09				10,72	8,9		7,93	6,32	4,75	11,65		6,58	9,67	7,52	8,82		6,51	6,17
Eu	1,14	1,56		0,61	0,51		1,42	1,99				1,57	1,59		1,08	1,25	0,74	1,6		1,41	1,17	0,99	1,16		0,95	1,14
Gd	3,61	6,20		3,22	2,05		4,98	6,47				11,11	7,74		6,66	6,41	4,38	10,04		5,54	8	6,71	7,64		5,20	5,69
Dy	3,03	5,43		2,88	1,89		4,72	5,28				12,72	8,06		7,54	6,48	5,72	9,39		6,21	8,31	6,94	8,24		5,57	5,28
Ho	0,60	1,07		0,57	0,39		0,95	1,04				2,7	1,62		1,64	1,32	1,02	1,89		1,19	1,63	1,42	1,6		1,22	1,04
Er	1,44	2,65		1,42	0,96		2,40	2,45				8,31	4,65		4,56	3,95	3,19	5,97		3,36	5,01	4,16	4,74		3,27	3,29
Yb	1,74	2,80		1,85	1,41		2,59	2,66				8,81	4,45		4,56	4,05	3,22	5,41		3,82	5,23	4,11	4,69		4,07	2,90
Lu	0,29	0,45		0,31	0,25		0,42	0,43				1,35	0,62		0,64	0,53	0,46	0,8		0,5	0,72	0,59	0,7		0,58	0,57
Tm																									0,48	0,46
Tb																									0,83	0,84
Hf																									5,10	4,06
Ta																									0,90	0,78
U																									3,65	-3,34
Co																									45,85	13,43
Pr																									7,71	7,12
	TIMS mérési eredmények (Harangi et al. 2001, 2007)																									
87Sr/86Sr	0,70532	0,70772	0,70827	0,70730	0,70635		0,70587	0,70478																		
87Rb/86Sr																										
i87Sr/86Sr	0,70516	0,70741	0,70812	0,70668	0,70577		0,70583	0,70475																		
143Nd/144Nd	0,51263	0,51239		0,51245	0,51258		0,51254	0,51268																		

nyugat-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	5171	4244	6364	1116	6363	4024	543	IV23	891	IV21N	IV21	715	485	IV22	1193	1195	II1SP	II1VP	1151	697	II1OB	1114	1138	1194	4023	898
Vulkáni terület	Tokaji-hg.																									
Lelőhely	Telkibánya Nagysertés-hegy	Regéc patak meder	Komlóska, Pusztavár	Füzér, Várhegy	Komlóska, Pusztavár	Óhuta Mlaka rét	Tarcal, Kopasz-hegy	Néma -hegy	Füzér, Kopaszka	Néma-hegy intr.mellett	Néma-hegy intr.mellett	Kopasz-hegy Patkó bánya	Sátoralja újhely, Várhegy	Néma-hegy intr.távol	Pusztafalu Bába-hegy	Füzérkajala Hársas-h.	Pálháza	Pálháza	Erdőhorváthi 13.mélyf.	Tokaj, Kopasz-hegy	Pálháza	Kőkapu, Kemence-patak	Tarcal, Terézia kápolna	Nagybózsva, Fekete-h.	Nagyhuta Papp-hegy	Telkibánya, Susulya tető
Kőzettípus	andezit	andezit	andezit	px. andezit	andezit	andezit	px. dácit	dácit	px.amf. dácit	dácit	dácit	px.dácit	dácit	dácit	riodácit	riodácit	riolit	riolit	vörös riolit	perlit-riolit	obszidián/ riolit	riolit	riolit	riolit	riolit	vörös riolit
	K/Ar mérés (Pécskay et al. 1986, 1987)																									
K/Ar-kor (Ma)	11,67	12,97		10,90		12,25	10,30		11,80			10,50			11,20	11,40	13,46	13,94	11,00	11,60		12,10	12,10	12,40	12,50	11,20
	PGAA mérési eredmények																									
	t%																									
SiO2	59,2	59,8	60,5	60,5	61,0	61,2	63,8	63,9	64,4	65,5	66,3	66,3	66,5	67,8	69,8	70,7	71,8	72,5	74,6	75,3	75,5	75,6	75,9	76,5	76,6	76,6
TiO2	0,83	0,65	0,75	0,85	0,85	0,73	0,75	0,56	0,73	0,61	0,57	0,81	0,57	0,56	0,39	0,37	0,09	0,09	0,10	0,08	0,09	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07
Al2O3	13,57	15,50	13,2	16,9	13,1	14,53	15,2	15,90	17,3	16,77	15,16	15,20	15,3	16,41	15,44	14,92	12,72	12,92	13,4	13,4	13,40	13,1	12,5	12,5	12,41	12,3
Fe2O3T	7,72	6,43	8,08	6,54	8,38	7,02	5,52	4,91	4,85	2,94	6,48	5,18	4,41	2,72	3,22	2,68	1,34	1,31	1,57	0,67	1,53	1,13	1,13	1,22	1,16	1,28
MnO	0,14	0,12	0,17	0,14	0,17	0,14	0,11	0,08	0,08	0,16	0,13	0,10	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03	0,03	0,05		0,02	0,0	0,02	0,02	0,01	0,02
MgO	7,41	4,14	6,15	2,37	5,74	4,52	2,2	2,71					1,2	0,84												
CaO	5,58	6,38	5,99	5,51	5,44	5,68	4,17	4,85	4,99	7,28	4,25	3,69	3,66	4,40	2,85	2,71	1,36	1,28	0,97	0,82	1,25	1,02	1,07	0,89	0,91	0,87
Na2O	2,28	2,38	2,37	3,43	2,33	2,48	3,52	3,19	3,58	3,35	3,03	3,67	3,07	3,42	3,67	3,59	3,19	3,45	3,80	3,84	3,45	3,96	3,41	3,88	3,45	3,68
K2O	2,07	2,27	2,08	2,25	2,24	2,32	3,32	2,76	2,75	2,74	2,85	3,64	3,04	2,95	3,23	3,63	4,66	4,37	5,18	5,45	4,57	4,62	5,40	4,24	4,60	4,35
H2O	1,19	2,26	0,61	1,49	0,65	1,38	1,44	1,08	1,26	0,60	0,99	1,29	2,17	0,78	1,32	1,29	4,74	3,91	0,27	0,39	0,08	0,50	0,46	0,74	0,77	0,85
	µg/g																									
B	17,26	14,25	12,8	12,3	13,5	13,22	19,7	10,69	20,1	8,07	13,19	22,20	28,7	6,62	32,78	39,67	32,19	32,78	46,8	68,1	30,95	23,2	57,2	19,9	26,85	27,2
Cl	30,46	33,10	28	46,5	40,0	35,19	42	45,05	81,0	49,51	59,78	53,29	123	65,02	146,26	160,15	739,89	675,91	458	241	326,62	41	172	52,6	211,67	147
Sc	43,66	34,05	44,3	23	41,2	33,07	16	16,37	18	25,63	22,11	14,45			16,68						8,81				8,24	
V		172,95	246	137	236			114,11			121,22	130,81					44,58				47,65					
Cr			431								1405,10	378,67		724,53							413,38		341			
Co					45									98,93												
Nd			31			28,17	31	31,74		36,78		33,88	29	31,04		36,24	37,26			57	37,69	40		46,8	32,01	42,0
Sm	3,15	3,27	3,03	3,41	3,26	3,25	3,81	3,18	3,87	3,24	3,10	4,01	3,14	3,18	4,66	4,38	3,82	3,96	4,31	4,97	3,75	3,84	4,86	4,76	3,51	4,98
Gd	4,14	4,19	4,14	4,75	4,24	4,28	4,69	4,00	5,36	4,25	3,96	4,97	3,96	3,89	5,98	5,49	4,83	4,84	5,27	5,66	4,47	4,95	6,03	5,96	4,47	6,91
	NAA mérési eredmények (*Saját*)																									
	µg/g																									
Ni			28,13	3,12	35,74		19,20		5,18	128,57		51,28	6,95						1,29	3,87		-0,32	-1,56	1,55	95,13	1,88
Cr			87,55	14,45	340,09		46,73		18,06	81,95		27,65	49,18						12,37	17,57		6,01	5,93	8,64	18,95	8,35
V			120,31	62,25	113,96		90,29		88,69	121,20		80,75	86,54						4,10	4,62		4,74	3,43	3,77	8,16	4,16
Sc																										
Rb			190,22	107,51	181,71		205,99		161,87	67,02		238,94	155,67						372,60	307,03		268,36	149,19	288,04	215,14	232,15
Ba			284,46	391,79	426,27		677,77		682,49	215,87		686,59	556,40						670,35	138,57		728,65	4,48	725,56	569,37	847,90
Pb			22,78	19,78	20,70		38,63		27,41	10,81		48,44	58,41						58,90	74,30		51,40	48,11	59,97	35,59	43,95
Sr			145,84	202,87	135,21		185,20		183,32	77,34		176,43	119,93						49,50	15,87		43,43	14,09	36,26	41,05	35,55
Zr			138,92	107,49	201,88		216,07		96,26	55,02		250,49	127,43						88,80	68,03		47,80	58,06	59,53	39,27	50,84
Nb			10,15	7,27	9,91		25,18		11,25	5,06		31,58	11,47						18,39	27,33		15,72	13,01	19,80	11,21	14,91
Y			21,08	26,93	28,13		31,79		33,26	25,52		41,84	26,61						32,40	18,19		28,33	20,85	33,41	24,83	34,50
Th			12,94	8,47	13,73		20,87		8,58	5,14		19,24	14,24						23,63	24,67		15,95	16,49	20,46	10,93	12,82
La			25,56	25,52	34,92		48,28		34,57	17,46		47,34	32,43						33,18	23,53		22,63	14,44	23,04	17,99	25,79
Ce			72,94	77,73	75,75		105,47		85,02	39,52		130,70	63,31						91,72	76,06		58,84	31,41	53,76	46,52	62,33
Nd			28,57	21,04	30,44		42,21		34,07	19,60		43,69	28,89						28,16	18,66		19,28	18,57	20,33	14,77	23,91
Sm			5,47	4,59	6,60		7,72		6,13	4,16		7,79	5,52						7,07	3,79		4,77	5,20	5,25	3,57	5,25
Eu			0,69	0,90	0,89		1,22		0,95	0,67		1,03	0,90						0,35	0,13		0,40	0,10	0,38	0,34	0,37
Gd			4,91	4,72	5,14		5,74		6,43	4,19		6,68	4,95						6,01	3,29		4,50	3,85	5,81	3,15	4,83
Dy			5,06	4,64	5,55		5,60		6,30	4,46		6,80	4,85						4,78	3,57		4,94	4,42	5,32	3,49	5,20
Ho			0,86	0,98	0,99		1,15		1,18	0,89		1,17	1,11						1,24	0,90		0,96	0,77	1,13	0,62	1,24
Er			2,94	2,64	3,25		3,40		3,70	2,65		3,62	3,07						3,57	3,13		2,96	2,77	3,34	2,15	3,30
Yb			2,86	2,60	3,08		3,35		2,98	2,48		3,89	3,18						4,45	3,17		3,67	2,22	4,00	1,81	3,80
Lu			0,39	0,43	0,45		0,57		0,42	0,35		0,45	0,47						0,52	0,34		0,44	0,30	0,51	0,29	0,52
Tm			0,39	0,49	0,50		0,49		0,55	0,37		0,57	0,52						0,48	0,36		0,37	0,35	0,69	0,37	0,50
Tb			0,76	0,73	0,84		0,89		0,89	0,69		0,97	0,75						0,92	0,52		0,79	0,65	1,11	0,47	0,85
Hf			3,85	2,74	5,21		6,54		3,07	1,76		5,70	4,22						3,34	2,12		2,53	2,21	2,70	2,17	2,11
Ta			0,64	0,65	0,82		1,69		0,77	0,37		2,10	1,01						1,43	1,34		1,18	1,02	1,29	0,91	0,94
U			28,82	1,47	12,40		62,60		7,57	-19,91		45,59	4,60						-93,57	15,44		5,98	2,53	7,36		21,29
Co			26,23	12,71	27,14		13,71		13,06	11,87		11,66	10,28						1,00	0,67		0,81	-0,09	0,91	1,91	0,57
Pr			6,83	6,68	8,89		11,87		9,50	5,34		13,03	7,35						7,86	6,46		5,54	5,12	5,92	4,25	6,54
87Sr/86Sr																										
87Rb/86Sr																										
i87Sr/86Sr																										
143Nd/144Nd																										

nyugat-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	1149	1206	1112	4238	1173	4249	5170	1008	1149	1151	1194	880
Vulkáni terület	Tokaji-hg.											
Lelőhely	Erdőhorváti Nagy Páca	Vágáshuta Fekete-hegy	Sátoralja újhely Néma-hegy	Bodrog keresztúr	Abaújszántó Sátor hegy	Hollóháza Ördögvár	Telkibány Nagy völgy	Mád 24. mélyfúrás	Füzér-2.mélyfúrás	Erdőhorváthi 13.mélyfúrás	Nagybózsva Fekete-hegy	Bodrogszegi Cigány-hegy
Kőzettípus	dácit	dácit	dácit	riolit	riolit	riolit	riolit	riolit	andezit	vörös riolit	riolit	andezit
	K/Ar mérés (Pécskay et al. 1986, 1987)											
K/Arage(Ma)	12,90	11,00	12,40	12,75	11,30	13,44	13,11	12,20	12,90	11,00	12,40	10,10
	PGAA mérési eredmények											
	t%											
SiO2	61,8	63,4	63,7	77,2	77,2	77,3	77,5	74,2	61,8	74,6	76,5	62,0
TiO2	0,80	0,70	0,97	0,06	0,08	0,06	0,07	0,0	0,80	0,10	0,08	0,97
Al2O3	15,5	15,39	16,42	12,11	12,02	12,45	12,15	12,6	15,5	13,4	12,5	15,65
Fe2O3T	6,27	5,88	3,20	0,72	0,35	0,49	0,47	0,77	6,27	1,57	1,22	6,44
MnO	0,11	0,12	0,16	0,01		0,01	0,01	0,06	0,11	0,05	0,02	0,17
MgO	3,81	2,63	1,30						3,81			1,24
CaO	5,54	5,05	7,50	0,36	0,57	0,56	0,56	0,49	5,54	0,97	0,89	4,13
Na2O	3,40	2,97	3,37	3,68	3,76	3,30	3,03	3,66	3,40	3,80	3,88	3,42
K2O	2,09	2,66	2,42	5,61	5,53	4,96	4,87	5,00	2,09	5,18	4,24	3,86
H2O	0,65	1,13	0,95	0,27	0,42	0,87	1,37	3,16	0,65	0,27	0,74	2,02
	µg/g											
B	10,1	21,03	10,16	19,67	51,79	27,79	21,80	174	10,1	46,8	19,9	38,16
Cl	46	192,36	43,87	61,08	338,58	146,64	58,89	382	46	458	52,6	524,50
Sc	34	25,40	28,00			8,52			34			31,37
V	190								190			
Cr												
Co												
Nd	26	31,02	26,04	28,45	36,70	39,86	25,41		26		46,8	50,26
Sm	2,95	3,29	3,92	3,66	3,95	4,19	3,88	4,21	2,95	4,31	4,76	5,85
Gd	3,99	4,30	5,18	5,75	4,79	5,43	5,55	7,35	3,99	5,27	5,96	7,95
	NAA mérési eredmények (*Saját)*											
	µg/g											
Ni	42,25		12,20	0,70	13,20	1,52	1,19		42,25	1,29	1,55	5,02
Cr	138,22		59,42	13,05	3,78	3,85	10,74		138,22	12,37	8,64	40,04
V	141,49		137,45	5,86	5,13	3,67	9,24	1,09	141,49	4,10	3,77	50,51
Sc												
Rb	159,47		128,33	381,47	313,61	224,10	206,85	455,92	159,47	372,60	288,04	254,43
Ba	479,44		370,02	17,67	554,76	537,30	543,65	5,66	479,44	670,35	725,56	833,52
Pb	23,24		24,94	72,62	72,96	50,11	34,96	46,18	23,24	58,90	59,97	35,24
Sr	160,23		122,42	3,47	26,21	25,35	30,63	3,82	160,23	49,50	36,26	190,02
Zr	192,10		119,92	49,45	72,19	53,95	56,02	21,17	192,10	88,80	59,53	225,86
Nb	12,78		11,63	22,36	15,23	14,35	10,84	12,95	12,78	18,39	19,80	18,39
Y	31,84		27,63	33,26	22,75	36,38	25,00	26,82	31,84	32,40	33,41	45,76
Th	13,18		12,21	16,49	17,27	15,19	12,43	4,77	13,18	23,63	20,46	12,42
La	28,87		26,74	12,84	25,12	15,45	15,54	7,11	28,87	33,18	23,04	45,56
Ce	69,52		61,95	41,14	74,89	40,00	39,57	20,51	69,52	91,72	53,76	101,73
Nd	32,06		26,51	14,69	19,40	15,65	15,47	6,54	32,06	28,16	20,33	43,19
Sm	6,30		5,93	4,69	4,24	4,21	3,89	2,42	6,30	7,07	5,25	9,24
Eu	0,90		0,82	0,03	0,17	0,28	0,27	0,01	0,90	0,35	0,38	1,32
Gd	5,33		4,85	6,48	3,45	4,23	4,32	2,95	5,33	6,01	5,81	7,99
Dy	5,43		4,94	6,74	4,03	4,47	4,49	4,50	5,43	4,78	5,32	8,63
Ho	1,15		1,02	1,55	0,77	1,02	0,87	0,91	1,15	1,24	1,13	1,69
Er	3,29		3,23	3,53	2,26	3,29	2,65	2,82	3,29	3,57	3,34	5,09
Yb	3,64		3,15	4,50	2,64	4,69	2,53	2,85	3,64	4,45	4,00	5,53
Lu	0,45		0,43	0,54	0,29	0,44	0,37	0,40	0,45	0,52	0,51	0,72
Tm	0,48		0,47	0,97	0,34	0,46	0,39	0,43	0,48	0,48	0,69	0,76
Tb	0,92		0,73	1,14	0,54	0,68	0,83	0,67	0,92	0,92	1,11	1,38
Hf	5,67		3,75	2,57	2,54	2,45	2,71	1,27	5,67	3,34	2,70	6,29
Ta	1,00		0,96	1,58	0,97	1,12	0,94	1,90	1,00	1,43	1,29	1,01
U	10,90		6,22	13,96	11,55	6,89	10,19	13,04	10,90		7,36	
Co	17,73		15,14	0,39	0,54	0,35	0,42	0,28	17,73	1,00	0,91	11,69
Pr	7,68		7,24	4,24	6,36	3,99	4,09	1,95	7,68	7,86	5,92	11,57
87Sr/86Sr												
87Rb/86Sr												
i87Sr/86Sr												
143Nd/144Nd												

kelet-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	C1	C2	C4	C5	C6	C7	C8	C10	C13	C16	C21	C26	G1	G3	G7	G31	G32	H8	H16	H18	H20	H21	H24	H27
Vulkáni terület	Kelemen-havasok												Görgényi-havasok					Észak-Hargita						
Lelőhely	Toplita	Lomas	Voevodeasa	Voevodeasa	Delut	Lomas	Lomas	Stinceni bánya	Pietricelul csúcs	Dragoiasa	Neag. Brosteinol	12 Apostles Brook	Suseni bánya	ÉK Sumuleu	Borzont-Bucin út	Hosu	Iuhodul Dracului	Suta bánya	Valea Mare	M Ciuc-Odorhei út		M Ciuc-Odorhei út	H bai-Seghesul	Harghita Siculeni
Kőzettípus	andezit	am-px dácit	bazalt	px andezit	baz. andezit	andezit	dácit	baz. andezit	dácit	riodácit	andezit	am-gt andezit	baz. andezit	px-am andezit	px-am andezit	baz. andezit	px-am andezit	am-px andezit	am-px dácit	am-px andezit	am-px andezit	am-px andezit	px andezit	dácit
K/Ar mérés (Pécskay et al. 1995)																								
K/Ar-kor (Ma)	8,00	8,60	8,00	6,90	8,00	8,50	8,50	9,60	6,70	9,30	8,10	8,00	7,50	6,70	7,20	7,50	6,40	4,20	4,10	4,20	4,30	5,00	4,50	5,00
PGAA mérési eredmények																								
t%																								
SiO2	52,27	64,80	50,31	61,66	54,09	61,36	63,18	56,13	60,68	69,47	59,65	58,32	55,13	55,60	57,02	53,38	57,67	61,01	63,77	60,99	62,08	58,40	62,21	64,79
TiO2	1,37	0,46	1,15	0,76	1,03	0,57	0,53	0,86	0,62	0,26	0,68	0,78	0,82	0,72	0,98	1,11	0,83	0,71	0,53	0,66	0,75	0,77	0,53	0,52
Al2O3	16,10	17,19	17,71	16,63	16,39	17,45	17,69	17,04	15,92	16,93	18,79	17,42	17,93	17,94	17,81	18,34	17,43	17,42	16,05	18,23	17,40	16,18	16,05	17,17
Fe2O3T	10,05	4,53	9,45	5,46	9,73	5,28	4,90	8,13	4,78	0,92	6,53	6,66	7,33	7,10	7,32	8,12	6,99	5,14	3,87	4,94	6,36	7,14	4,75	4,51
MnO	0,18	0,04	0,26	0,10	0,21	0,18	0,15	0,19	0,10	0,01	0,20	0,15	0,17	0,17	0,16	0,18	0,14	0,11		0,10	0,15	0,14	0,11	0,08
MgO	5,67	0,77	6,84	2,46	4,20	1,66	1,20	4,36	5,64		1,03	3,27	5,66	4,84	3,41	4,61	3,55	2,83	4,13	2,58		4,93	4,35	0,93
CaO	7,74	4,99	9,02	4,74	7,93	6,13	5,76	6,28	4,79	2,93	6,19	6,65	7,38	7,08	7,10	9,22	7,13	5,37	3,65	4,82	6,71	6,19	5,61	3,56
Na2O	3,48	4,14	3,19	3,50	3,58	3,64	4,15	3,51	4,12	4,09	3,79	3,59	3,69	4,17	3,94	3,39	3,92	3,33	3,11	3,27	3,17	3,71	3,53	4,95
K2O	2,34	1,10	0,82	3,33	2,06	1,25	1,00	1,88	2,35	3,57	2,07	1,72	1,19	1,55	1,40	0,83	1,51	2,15	2,73	1,93	2,35	1,46	2,03	2,22
H2O	0,76	1,97	1,24	1,34	0,76	2,46	1,41	1,61	0,98	1,80	1,04	1,40	0,63	0,76	0,85	0,73	0,80	1,84	2,15	2,38	0,99	1,05	0,80	1,23
µg/g																								
B	30,23	2,44	4,88	19,48	16,13	5,20	5,07	18,46	8,18	19,72	44,79	17,97	8,12	10,13	9,72	7,75	11,95	79,94	44,90	76,29	63,96	35,56	46,87	41,53
Cl	175,88	17,44	23,22	47,56	214,50	142,39	39,49	60,99	80,01	22,60	255,62	98,84	88,70	45,58	49,64	35,43	146,27	559,86	17,81	489,70	39,63	84,61	36,06	28,43
Sc	35,17	14,36	51,17	18,64		15,20	15,18	25,86				24,09	22,70	22,24	28,29	51,80	25,81	15,02		13,04	23,47	26,06	20,10	10,34
V							82,97					129,56	210,51	203,67		309,33								
Co										36,86			66,70	92,55		56,46								
Nd			15,06	45,88	26,68	20,43			28,86	31,16		29,21					26,30	25,25		26,86	36,16		27,14	35,90
Sm	3,94	1,65	2,11	4,07		2,01	1,65	2,96	2,65	3,36	4,00	3,13	2,31	2,58	2,77	2,26	2,86	2,36	2,94	2,33	2,95	2,68	2,17	2,96
Gd	5,28	1,56	3,49	4,80		2,92	2,24	4,39	3,17	3,62	5,22	4,33	3,47	3,57	3,84	3,74	3,51	3,02			3,93	3,52	2,86	3,66
ICP-MS mérési eredmények (Mason et al. 1995, 1996)																								
µg/g																								
Ni	62	7	11	20	27	6	5	14	67	4	5	16	6	6	11	19	14	12	19	6	8	5	14	3
Cr	173	20	20	58	32	13	6	25	160	3	6	46	10	9	7	89	30	56	80	15	94	11	37	9
V	235	68	324	135	235	81	101	167	90	20	65	116	170	136	179	296	163	74	56	56	73	85	80	33
Sc	27	12	42	17	27	13	15	22	14	4	10	20	20	18	23	40	21	18	17	16	17	18	15	8
Rb	76	26	21	133	52	50	32	72	79	123	67	63	34	41	40	17	45	80	102	78	87	42	78	81
Ba	427	177	161	617	442	190	149	350	583	677	324	292	279	334	348	152	430	496	532	475	509	390	484	548
Pb	17,1	6,3	4,8	15,5	9,9	4,9	4,8	11,9	10,7	21,3	13,6	11,5	4	6,5	3,3	4,7	6,6	12,1	11,9	11,0	11,1	6,2	8,7	12,6
Sr	269	290	295	303	481	289	283	250	363	296	364	337	281,0	290	301	342	320	308	223	317	374	469	317	274
Zr	199	118	80	211	112	137	108	175	141	165	227	152	117	132	159	92	151	149	141	143	143	146	137	211
Nb	11	6	4	12	8	7	5	9	11	15	10	9	6	7	12	4	10	13	11	11	13	11	9	12
Y	31	13	24	26	24	21	16	31	17	13	33	29	23	22	25	27	23	22	20	21	26	24	21	25
Th	9,50	2,70	2,10	15,20	4,00	3,60	3,00	7,00	9,40	8,80	10,50	4,80	4	5,40	6,60	1,40	6,40	11,00	12,90	10,00	11,00	7,00	9,60	11,10
La	26,00	11,47	7,25	31,70	21,00	14,00	9,52	20,00	26,00	24,30	35,00	19,16	15,50	17,00	20,40	8,00	27,00	23,30	25,40	25,00	26,00	26,00	26,00	35,00
Ce	54,00	21,84	18,41	62,40	44,00	26,00	19,71	40,00	49,00	54,70	73,00	35,23	30,40	34,00	39,50	18,00	49,00	40,90	43,30	46,00	47,10	49,00	42,00	52,00
Nd	26,00	9,36	10,40	28,60	24,00	14,00	9,26	20,00	21,00	22,30	31,00	18,76	15,60	17,00	19,40	12,00	21,00	16,90	16,30	19,00	20,20	21,00	18,00	26,00
Sm		1,83	2,87	5,59			2,01			4,25		4,03	3,32		3,93			3,25	2,94		3,73			
Eu		0,68	0,94	1,22			0,69			1,01		1,09	1,00		1,17			0,87	0,70		0,92			
Gd		1,76		4,78			2,11			3,27		4,06	3,38		3,88			3,04	2,76		3,33			
Dy			3,82	4,53			2,37			2,04		4,39	3,88		4,15			3,36	2,94		3,83			
Er		1,15	2,41	2,28			1,54			0,76		2,68	2,20		2,28			1,91	1,66		1,96			
Yb		1,19	2,26	2,11			1,67			0,72		2,57	2,11		2,15			1,87	1,64		2,02			
Lu		0,18		0,34			0,24			0,10		0,39	0,36		0,36			0,32	0,28		0,34			
TIMS mérési eredmények (Mason et al. 1995, 1996)																								
87Sr/86Sr	0,70686	0,70419	0,70552	0,70995	0,70673	0,70457	0,70409	0,70664	0,70902	0,71028	0,70830	0,70752	0,70627	0,70620	0,70547	0,70508	0,70820	0,70690	0,70690	0,70661	0,70719	0,70579	0,70636	0,70558
87Rb/86Sr	0,82149	0,25800	0,20546	1,26820	0,31472	0,49772	0,32689	0,83868	0,63113	1,20700	0,53299	0,53955		0,40800	0,38249	0,14500	0,40962	0,74948	1,33170	0,71356	0,67537	0,26156	0,71631	0,86047
i87Sr/86Sr	0,70677	0,70416	0,70550	0,70981	0,70669	0,70451	0,70405	0,70654	0,70895	0,71014	0,70824	0,70746	0,70627	0,70615	0,70543	0,70506	0,70815	0,70685	0,70681	0,70656	0,70714	0,70577	0,70631	0,70552
143Nd/144Nd	0,51265	0,51287	0,51278	0,51245	0,51249	0,51278	0,51290	0,51265	0,51239	0,51247	0,51249	0,51252	0,51265	0,51262	0,51272	0,51270	0,51241	0,51244	0,51247	0,51249	0,51241	0,51257	0,51253	0,51264

kelet-kárpáti vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	H4	H6	H10	H11	H13	H51	H53	H2	H3	Cs1	Cs2	Cs3	Cs4	Cs5	Cs6	Cs7	FS3	FS4	FS5
Vulkáni terület	Dél-Hargita									Dél-Hargita/Csomád							Flis		
Lelőhely	Carpitius bánya	Koves Ponk	Haramul Mic	Mitaci	Cucu kaldéra	Biborteni		Malnas bánya	Bicsad-Malnas	Csomád	Csomád	Csomád	Csomád	Csomád	Csomád	Csomád	Turia Valley	Nr Baile Balvanyos	
Kőzettípus	am-bi-px andezit	am-bi riodácit	am-bi dácit	baz. andezit	px andezit	baz. andezit	baz. andezit	andezit	andezit	andezit	dácit	dácit	dácit	dácit	andezit	dácit	Turb.pala	Turb.pala	Turb.pala
	K/Ar mérés (Pécskay et al. 1995)																		
K/Ar-kor (Ma)	2,40	0,60	0,90	2,60	2,80	5,60		1,50	1,70		0,01	0,60	0,60	0,60		0,60			
	PGAA mérési eredmények																		
	t%																		
SiO2	58,83	68,09	66,17	55,18	62,25	56,56	54,08	59,73	57,81	62,73	64,82	67,40	65,31	64,37	63,65	66,94	57,26	55,17	55,68
TiO2	0,81	0,31	0,38	1,03	0,77	0,87	1,12	0,94	0,98	0,37	0,31	0,32	0,49	0,54	0,38	0,39	0,92	0,69	0,94
Al2O3	16,97	16,22	15,66	18,02	17,75	17,93	17,02	16,21	15,93	17,68	16,62	16,15	16,43	17,57	16,49	16,60	19,58	14,23	19,48
Fe2O3T	5,11	2,08	2,61	7,56	5,99	6,71	7,85	6,69	5,01	2,93	2,15	2,21	3,14	2,57	2,95	2,57	8,72	5,54	6,10
MnO	0,10	0,04	0,06	0,20	0,13	0,14	0,14	0,15	0,08	0,06	0,05	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06	0,13	0,05
MgO	5,04		1,74	3,59		4,07	6,14		4,83	2,11	1,40	1,07	2,04	1,73	2,24	1,47		5,82	3,36
CaO	6,19	2,73	3,40	7,85	6,00	8,34	7,28	7,17	6,58	3,63	2,75	2,87	3,97	4,04	3,73	3,37	3,48	9,57	3,36
Na2O	3,99	4,85	4,43	3,70	4,08	3,32	4,58	4,30	4,17	4,71	5,10	4,91	4,58	4,88	5,06	4,60		1,47	1,42
K2O	2,13	3,96	3,54	1,67	2,03	1,25	0,85	3,77	4,04	3,24	3,32	3,73	3,53	3,52	3,44	3,58	4,19	3,16	4,41
H2O	0,83	1,68	1,94	1,12	0,99	0,78	0,92	1,01	0,51	2,36	3,39	1,25	0,39	0,67	1,84	0,38	5,74	4,17	5,12
										µg/g									
B	28,80	42,37	38,42	22,02	28,12	33,44	11,82	22,06	26,11	18,0	18,0	26,4	18,9	36,0	18,3	14,1	121,24	111,99	194,36
Cl	95,57	169,49	517,68	440,41	91,98	114,04	86,61	101,73	264,32	1676	711	180	230	336	1523	152		9,66	10,67
Sc	16,42			37,82		22,11	110,78	21,20	16,48				8	13	7	7	29,29	18,63	31,92
V													111						
Co																			
Nd	25,04					27,96	29,77	54,85	81,68	31				43		28	61,82	40,86	54,45
Sm	2,48	1,79				2,33	2,71	4,18	7,69	2	2	2	2	3	3	2	5,20	4,88	3,39
Gd	3,01	1,62				3,26	3,48			2	2	2	2	3	2	2		5,78	3,19
	ICP-MS mérési eredmények (Mason et al. 1995, 1996)																		
	µg/g																		
Ni	18	14	14	18	11	7	42	36		26,5	26,1	10,8	10,4	3,9	23,6	10,6	75	49	
Cr	53	22	22	40	21	37	147	124		23,3	16,1	23,8	26	10,9	17,2	18	141	101	
V	134	39	49	203	129	101	123	115		43,9	28	41,9	61,1	70,5	42,7	45,9	183	135	
Sc	18	5	6	27	18	26	16	14		4,63	4,01	5,4	7,3	7,9	6,11	5,7	24	19	
Rb	53	88	99	35	59	42	54	66		72,6	65,3	88,8	89,7	87,8	71,7	93,8	195	139	
Ba	876	1241	1250	541	676	299	1372	2695		1871,3	1263,5	1239,7	1519,2	1563,3	2479,9	1337,5	640	467	
Pb	22,0	30,8	25,0	22,6	11,1	4,6	18,5	23,1		20,9	27,5	31,6	22,2	19,5	21,3	26	27,6	28,5	
Sr	1181	1319	1028	948	558	372	1540	2264		1399,5	1514,7	1331,4	1282,7	1307,5	1425,2	1110,5	103	204	
Zr	125	122	132	108	123	125	184	235		151,2	137,1	134,9	132,5	158,2	148	131,9	204	157	
Nb	14	12	15	12	15	12	20	19		12,6	8	10,6	14	16,4	12,3	12,4	17,0	13,4	
Y	18	8	12	26	19	22	16	19		6,7	6,23	9,7	12,2	15,6	8,57	11,5	36,8	40,1	
Th	8,20	13,40	15,20	5,00	11,30	4,30	8,60	14,00		12,98	8,86				13,35		15,8	10,4	
La	28,00	29,85	33,00	18,00	31,00	17,00	43,00	90,78		31,96	24,08	24,7	40,3	53,5	42,26	35,6	37	32	
Ce	50,00	51,06	57,00	31,50	52,00	34,00	82,30	176,00		55,28	32,06	45,2	50,6	86,9	67,87	54,6	81	70	
Nd	22,00	17,53	20,00	15,70	20,00	17,00	35,80	73,68		18,01	15,35				24,34		37	31	
Sm		2,59		3,17			5,39	10,28		2,71	2,68				3,73				
Eu		0,75		1,03			1,42	2,56		0,99	0,94				1,37				
Gd		1,75		3,38			3,60	5,85		2,41	2,16				3,05				
Dy		1,24		3,65			2,76	3,28		1,25	1,15				1,62				
Er		0,69		2,07			1,28	1,39		0,89	0,75				0,9				
Yb		0,68		1,82			1,12	1,14		0,85	0,68				0,85				
Lu				0,31			0,19	0,17		0,13	0,1				0,13				
	TIMS mérési eredmények (Mason et al. 1995, 1996)																		
87Sr/86Sr	0,70502	0,70485	0,70551	0,70478	0,70623	0,70624	0,70478	0,70464									0,72740	0,71562	0,71702
87Rb/86Sr	0,13064	0,19392	0,27872	0,10737	0,30611	0,32664	0,10075	0,08428											
i87Sr/86Sr	0,70501	0,70484	0,70549	0,70477	0,70621	0,70622	0,70477	0,70463											
143Nd/144Nd	0,51253	0,51248	0,51245	0,51262	0,51244	0,51251	0,51263	0,51263									0,512126	0,512141	

Balaton-felvidéki vulkáni terület

I. TÁBLÁZAT

Minta	AB	BAD	SIT-1	SZGYW	HALOM	HD	HGYT	HJ	KS	SP	SZG dy	BAD-1	CSOB2	ATOB	098P4	248TK8	T184-2	Tátika	TOTIW	BAR	KO1	KOMBH	BM420	BM484
Vulkáni terület	Balaton-felvidéki vulkáni terület																							
Lelőhely	Agár	Badacsony	Sitke	Szentgyörgy -hegy	Halom-hegy	Hegyesd	Hegyestű	Hajagos	Kissomlyó	Sümeg-Prága	Szigliget	Badacsony	Csobánc	Agar-teto	Pula	Tihany	Tatika/ Keszthely	Tátika	Tóti-hegy Ny	Bár	Komló	Komló-176 fúrás	Balatonmária-1 fúrás	Balatonmária-1 fúrás
Kőzettípus	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazalt	bazaltos andezit	bazalt	bazalt	bazalt	bazaltos andezit	bazalt	bazalt	bazalt	olivin-leucitit	andezit	andezit	latit	latit
	K/Ar mérés (Balogh et al. 1986)																			K/Ar mérés				
K/Ar-kor (Ma)		3,6	5,5	2,87	3,3	3,7	6,7		4,6	3,1		3,6		3,1						2	20	20	15	15
	PGAA mérési eredmények																							
	t%																							
SiO2	47,13	44,54	44,90	46,95	46,23	46,79	45,30	47,16	45,26	43,67	45,00	47,21	47,29	45,74	47,13	43,61	45,49	44,94	44,63	48,72	61,46	60,92	53,52	52,16
TiO2	2,16	2,31	2,49	2,06	2,28	2,52	2,46	2,12	2,10	2,23	2,36	2,29	2,19	2,13	2,14	2,55	2,30	2,19	2,24	2,69	0,63	0,64	1,09	1,26
Al2O3	15,99	15,18	14,44	16,01	15,80	15,53	16,21	14,69	14,96	14,13	15,30	16,09	15,57	14,79	14,34	15,90	15,20	15,16	14,77	13,88	16,54	16,54	15,64	13,82
Fe2O3T	10,34	10,95	11,15	10,08	10,53	10,51	10,91	10,13	9,68	11,17	9,65	9,89	10,67	9,73	9,96	9,47	10,48	10,15	10,82	8,85	5,20	5,21	8,58	9,61
MnO	0,17	0,21	0,20	0,16	0,19	0,17	0,20	0,17	0,16	0,19	0,19	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,19	0,19	0,17	0,15	0,06	0,06	0,15	0,19
MgO	9,33	10,98	9,62	9,42	7,95	7,16	6,23	9,12	9,40	11,38	9,96	6,24	6,87	11,28	9,96	9,56	8,12	10,07	10,07	7,07	3,34	3,67	3,81	5,35
CaO	7,75	8,14	9,50	7,83	9,18	8,96	10,46	7,85	10,10	8,38	9,11	9,09	8,43	8,32	8,39	10,96	8,78	8,22	8,33	7,03	4,43	4,45	8,13	8,52
Na2O	3,63	4,77	4,25	3,61	3,20	2,53	3,86	2,89	3,14	3,47	3,27	5,42	4,18	3,31	3,05	2,26	3,60	3,90	3,40	3,44	4,64	4,58	2,33	1,76
K2O	2,30	2,46	2,66	2,15	1,10	2,56	2,76	2,19	2,11	2,76	2,58	2,71	2,45	2,34	1,71	2,19	2,65	2,55	1,86	7,11	2,87	2,93	5,27	5,81
H2O	1,00	0,35	0,67	1,66	3,52	3,11	1,55	3,64	3,01	2,53	2,48	0,77	1,84	2,07	3,14	3,24	3,12	2,54	3,64	0,80	0,81	0,99	1,41	1,45
	µg/g																							
B	12,41	7,15	8,80	8,74	8,77	5,11	4,71	6,16	4,66	6,15	6,18	5,81	7,93	7,13	1,57	7,42	6,77	10,42	5,85	7,2	5,9	5,7	17,5	16,0
Cl	326,90	985,03	1285,22	308,43	47,56	994,11	486,34	368,00	530,59	838,75	797,47	900,35	927,84	952,81	32,90	687,74	603,95	621,34	67,24	695	46	74	143	146
Sc	30,26	36,52		24,33	30,90	28,05		30,61	34,49	26,61	29,39	30,19	31,06	19,55	33,64	47,52	24,01	151,39			12	17	32	35
V				221,66		282,28													277,86	263		98	267	
Cr	1019,71												1473,66							874				
Nd	42,29	63,16	50,82	38,93	50,87	53,27		62,45	54,54	61,13	51,96	64,13	61,96	51,56	39,07	54,04	64,70	55,66	58,94	98	32	32	35	47
Sm	4,86	5,71	6,47	4,27	5,22	5,50	5,82	4,87	5,05	5,72	4,89	6,15	5,48	5,13	4,54	5,68	6,11	5,70	5,41	8	3,03	3	5,34	5,89
Gd	6,00	6,72	7,13	5,37	6,26	6,20	6,59	5,85	6,05	6,54	5,99	7,30	6,22	6,14	5,61	7,21	6,72	6,31	6,09	7	3,24	3	5,83	6,41
	ICP-MS eredmények (Embey-Isztin et al. 1993)						LA-ICP-MS (saját)													ICP-MS eredmények (Harangi et al. 1995)				
	µg/g																			µg/g				
Sc	17	18	12	15	22	15	27,5	16,8	18,8	19,9	19,0									16,9	13,40	12,90	19,0	19,0
Cr	138	127	254	142	148	90	220,1	300,9	228,1	116,4	126,8									242	105	96	142	112
Co							41,6	60,4	37,7	40,6	32,0									34			28	38
Zn	87	90	98	96	97	92	96	112	107	79	91													
Cs							0,97	0,85	1,48	0,99	1,11													
Rb	75	62	79	62	59	53		58	61	71	53									161	94	93	324	298
Sr	1213	855	1019	734	792	1517	982	988	858	696	637									1140	671	690	565	623
Ba	769	875	920	672	784	807	709	720	862	317	591									2414	774	798	1150	1482
La	43	50	64	40	45	47	53,5	42,9	53,7	42,9	34,8									84	35,21	36,80	26	27
Ce	87	106	129	81	88	104	102,3	77,4	98,0	86,0	66,2									152	68,88	66,50	51	60
Nd	37	46	53	36	38	46	41,2	33,5	46,3	37,2	31,9									75,0	24,30	26,40	38,0	40,0
Sm		8,69	9,12		7,12		7,58	6,30	8,49	7,52	6,73									10,2	4,16		6,6	8,3
Eu		2,68	2,74		2,22		2,46	1,93	2,56	2,26	1,85									2,87	1,15		1,63	1,72
Gd		7,96	7,87		6,51		6,5	5,8	7,2	7,0	5,5										3,47			
Tb							1,01	0,87	1,06	0,99	0,80													
Tm							0,32	0,25	0,27	0,38	0,26													
Yb		2,68	2,1		1,93		2,28	1,70	1,69	2,27	1,55									1,14	1,35		2,13	2,30
Lu		0,4	0,32		0,3		0,39	0,27	0,26	0,27	0,21									0,15	0,22		0,29	0,40
Zr	249	291	299	238	241	258	332	196	238	133	104									604	172	180	193	194
Hf							7,20	4,60	6,23	5,21	4,73													
Ta							4,58	3,81	4,76	4,33	3,17													
Th	6,9	8,4	9,5	7,4	6,4	7,7	8,27	6,68	7,76	6,38	5,26									17,8	17,00	17,20	14,2	15,0
U							2,07	1,77	1,92	1,52	1,55													
Ni																				154	53	52	48	52
V																				183	79	82	176	187
Pb																					28,8	30,0	22,0	17,0
Nb																				57	16	17	17	19
Y																				20	16	16	27	29
Ho																					0,52			
Er																					1,20			
	MC-TIMS mérési eredmények (Embey-Isztin et al. 1993)																			TIMS eredmények				
87Sr/86Sr		0,70403			0,70428					0,70457										0,70503	0,70596	0,70599	0,70978	0,70974
143Nd/144Nd		0,512762			0,512742					0,512735										0,51259	0,51256		0,51229	0,51232
206Pb/204Pb		18,875			18,632					18,849														

XENOLITOK

I. TÁBLÁZAT

Minta	SAB9	SAB23	SAB30	SAB36	M3012	M3015	M3024	M3040	M3044	M3074	Szt1002	Szt1016	Szt1063	Szt95/7	Szt1084	Szt1151	SZB1	SZB2
eredet	alsókéreg (Harangi Sz. mintái)				alsókéreg (Dobosi G. mintái)						köpeny xenolit (Dobosi G. Mintái)						köpeny x.(Harangi Sz.m.)	
Lelőhely	Sabar				Mintszentkálla						Szentbékálla							
Kőzettípus	granulit				Meta szed granulit	Meta magmás granulit	Meta magmás granulit	Meta magmás granulit	Meta szed granulit	Meta magmás granulit								
	PGAA mérési eredmények																	
	t%																	
SiO2	42,93	40,71	39,62	42,44	42,6	44,9	41,3	44,6	39,6	43,7	45	44	45	46	44	45	44,7	45,1
TiO2	1,80	1,97	1,81	1,89	1,56	2,46	2,61	2,15	1,84	1,23	0.112	0.013	0.036	0.021	0.119	0.089	0,15	0,15
Al2O3	29,05	24,74	35,96	32,91	25,1	14,3	14,7	15,1	26,2	15,6	2.5	0.48	1.31	1.26	2.8	2.3	3,22	2,71
Fe2O3T	14,69	17,26	14,98	15,44	16,3	16,4	17,2	13,5	15,6	10,8	8.8	8.6	8.6	8.4	9.1	8.8	8,88	7,73
MnO	0,15	0,51	0,59	0,53	0,46	0,29	0,31	0,24	0,34	0,23	0.150	0.130	0.132	0.137	0.142	0.138	0,15	0,13
MgO	4,54	4,73	4,08	4,19	3,65	7,66	7,93	9,23	4,80	6,54	40	45	44	41	41	41	38,9	39,6
CaO	1,25	6,23	1,56	1,05	7,45	11,2	12,1	12,0	6,65	17,4	2.6	0.51	0.67	1.63	2.1	2.1	2,91	3,29
Na2O	0,93	2,06	0,81	0,45	1,67	1,86	1,07	2,21	1,39	1,09	0.22	0.07	0.08	0.065	0.21	0.187	0,29	0,34
K2O	2,77	0,20	0,08	0,31	0,18	0,08	0,4	0,07	2,21	0,11								
H2O	1,86	1,52	0,41	0,68	0,87	0,75	2,21	0,60	1,14	1,86	0.239	0.071	0.077	0.27	0.209	0.17	0,20	0,20
	µg/g																	
B	0,6	0,7	0,4	0,1	0,44	0,51	0,77	0,41	0,62	2,50	0,039	0,11	0,19	0,27	0,159	0,109	0,20	0,81
Cl				58	21	33	18	40,8	214	25	9		10	42				13
Sc	58	60	43	49	53,7	71,9	65,1	60,4	64,1	49,3	14	4,2	11	12	12	12	19	16
V		366	522	433	259	598	779	458	404	364	69						87	72
Cr							264	620	503	408	1917	2673	2750	3848	2400	2290	2289	3005
Co				69	61,7		63	67,2		61,5	103	113	108	100	102	100	106	102
Ni																	1997	2131
Nd	44	64		87	19	24			70,3	14,7	2188	2614	2355	2167	2093	2069		
Sm	6	6	4	10	1,91	3,74	2,19	3,06	6,35	2,34	0,16				0,10		0,21	0,23
Gd	9	7	8	10	6,69	7,59	4,21	6,11	8,85	4,33	0,32					0,15	0,43	0,41
	ICP-MS mérési eredmények (Embey-Isztin et al. 2003, Dobosi et al. 2003, Dobosi & Embey-Isztin 2004)																	
	µg/g																	
Ni	64	87	55	89	100,6	113,8	98,8	121,1	184,1	161,5	1880	2304	2446					
Cr	219	297	296	262	240,7	176	122,8	343,3	378,5	285	2824	2555	4130					
V	253	300	443	417	278,5	493,6	694,2	414,6	404,7	270	70	31	49					
Sc	31	55	27	31	52,1	60,8	65,7	48,1	42,4	36,8	5	nd	10					
Cu					40,3	41,5	66,6	44,3	71,9	57,8			14					
Co	22,4	37,6	39,9	46,1							93	111						
Zn					107,1	122,5	123,3	110,5	188,2	89,7	42	44	53					
Ga					21,4	17,5	16,2	17,8	30,6	17,5			2					
Pb	3,3	0,6	0,1	0,6	5,7	1,1	1,9	0,9	4,7	2,9								
Sr	242,3	285,7	6,2	19,7	535,1	173,9	58,2	124,6	281,1	138,6	7	5	7,9					
Rb	41,7	2,4	1,3	12,2	1,4	1,4	2,4	0,3	90,7	1,6		1	0,4					
Ba	1027,8	173,9	43,4	961,5	162,6	150,5	188,2	50,7	1,013.3	198,3			11					
Zr	150,7	244,4	270,9	244,3	510,1	106	55,6	76,1	214,4	77,6	8	11	3,3					
Nb	31,3	38,3	43,4	29,8	16,7	7,1	5,7	4,4	24,4	3,4			0,7					
Th	12,9	16,3	8,4	29,6	0,8	0,4	0,2	0,1	14,6	0,5								
Y	52,9	47,6	73	58,3	90,4	61,8	34,2	44,1	48,3	30	2	11	1,3					
La	51,4	63,3	30,9	93,3	14,04	5,55	3,32	3,91	54,88	4,4								
Ce	92,9	119,3	59,2	184,5	26,8	12,52	6,9	8,47	109,62	12,09								
Nd	38,2	46,5	27,4	80,9	10,27	13,64	7,76	11,69	44,64	10,04	24	27						
Sm	8,8	8,5	6,6	14,8	2,54	4,86	3	4,35	7,48	3,19								
Eu	2,06	2,06	0,97	2,75	1,04	1,68	1,24	1,54	1,64	1,13								
Gd	9,36	8,01	9,44	11,47	n.a.	7,3	n.a.	6	7,1	4,3								
Dy	9,32	8,73	12,61	10,44	14,2	10,3	5,6	7,2	8,5	4,6								
Ho	1,93	1,86	2,59	2,05														
Er	5,3	5,42	6,96	6,05	9,5	6,7	3,7	4,5	5,3	3,7								
Yb	4,65	5,48	6,04	5,83	9,4	6,4	3,5	4	5,1	2,9								
Lu	0,68	0,86	0,86	0,86	1,3	1	n.a.	n.a.	0,8	n.a.								
	TIMS mérési eredmények (Embey-Isztin et al. 2003, Dobosi et al. 2003, Dobosi & Embey-Isztin 2004)																	
87Sr/86Sr					0,710279	0,705361	0,704181	0,703482	0,714010	0,706164			0,70307					
i87Sr/86Sr																		
143Nd/144Nd					0,512085	0,512085	0,512085	0,512085	0,512085	0,512085			0,5194					

EGYÉB

I. TÁBLÁZAT

Minta	BS-4	BS-6	BS-8a	BS-10	BS-12	BS-14	BS-16	BS-18	BS-21	BS-22	BS-23	BS-25	BS-26	BS-27	BS-28	BS-29	BS-30	BS-31	BS-32	BS-33	GND54	GND51	CSPSH	LOS10	LOS11	LOS12
Eredet	Fekete-tengeri üledékek (C.I. Cristache mintái)																				(Horváth P. mintái)			(Bajnóczi B. mintái)		
Lelőhely	Fekete-tengeri üledékek																				Dél-Szlovákia		Soproni-hg.	Alföld		
Kőzettípus																					kékpala fáciesű metapélit		csillámpala	Lösz		
Mélység	1.5-2	2.5-3	3.5-4	4.5-5	5.5-6	6.5-7	7.5-8	8.5-9	10,5-11	11,5-12	12,5-13	15-16	17-18	19-20	21-22	23-24	25-30	30-35	35-40	40-45						
	PGAA mérési eredmények																									
	t%																									
SiO2	32,3	34,3	36,2	32,9	36,4	36,6	35,3	35,1	34,4	35,1	35,9	31,6	29,4	27,1	39,3	34,9	34,9	32,1	32,1	33,1	66	67	66	59	60	63
TiO2	0,51		0,52	0,51	0,58	0,60	0,53	0,51	0,53	0,56	0,56	0,50	0,43	0,40	0,60	10,6	0,54	0,48	0,48	0,48	0.79	0.55	0.93	0.82	0.84	0.80
Al2O3	9,31	10,1	11,1	10,1	12,7	11,9	11,8	12,2	12,1	11,4	11,5	9,40	9,99	8,93	13,4	4,52	11,3	10,5	10,3	10,4	16.0	12.8	19.0	11.9	11.9	10.7
Fe2O3T	4,58	4,43	4,53	4,16	4,96	5,11	4,91	4,78	4,71	4,76	4,76	4,05	4,05	3,47	5,34	0,11	4,77	4,08	4,51	4,47	5.7	7.7	4.7	4.1	4.1	3.6
MnO	0,09	0,1	0,10	0,10	0,09	0,10	0,1	0,08	0,09	0,09	0,11	0,09	0,10	0,08	0,10		0,10	0,08	0,09	0,10	0.31	0.43	0.072	0.084	0.095	0.087
MgO																					1.8	2.2	1.6	2.5	2.6	5.5
CaO	24,7	23,1	21,8	24,8	18,0	17,4	20,0	21,5	21,8	22,6	19,2	29,9	32,1	37,9	15,6	23,7	24,3	28,8	29,2	28,2	1.32	2.7		13.6	12.2	10.2
Na2O	4,61	4,69	3,97	4,14	4,06	4,12	4,15	3,96	4,14	4,20	3,98	4,21	4,07	3,85	3,95	3,64	3,43	3,70	3,22	3,61	1.56	3.2	0.81	1.31	1.39	1.82
K2O	2,11	2,18	2,23	2,08	2,45	2,54	2,32	2,29	2,36	2,23	2,33	1,97	1,98	1,77	2,63	2,21	2,35	2,08	2,08	2,09	3.8	1.51	4.3	1.98	2.06	1.86
H2O	13,5	12,3	12,0	13,0	12,5	12,8	12,5	12,1	11,7	10,8	12,4	11,1	10,9	9,74	11,8	13,1	10,9	11,2	11,2	10,5	2.89	1.79	2.96	5.15	4.97	2.84
	µg/g																									
B	124	127	121	127	135	139	133	133	134	134	148	119	115	115	149	138	139	127	129	126	57,1	61,7	58,3	62,6	64,6	54,1
S	14346	16336	14268	14341	15146	17159	15342	13032	16434	16265	18590	12733	12927	11547	15961	13737	14835	13869	13181	14572						
Cl	47021	45992	39272	47221	44704	44244	44163	42021	40426	41448	45324	39728	37203	37828	32847	37257	36575	34317	34543	34437	421	679	179	29	42	54
Sc																								11		6
V																								126	112	
Cr																									314	
Co																										
Nd																					32	33	55,6	41	45	40
Sm	3,31	3,64	3,70		3,76	4,09	3,66	3,44	3,70	3,50	3,76	3,04	3,10		4,02	3,59	3,78	3,34	3,30	3,39	3,3	4,6	6,38	4,8	5,0	4,6
Gd	4,26	4,43	4,43	4,35	4,47	4,54	4,15	4,09	4,39	4,70	4,47	3,94	3,64	3,64	4,65	4,10	4,53	3,99	4,18	4,19	3,9	5,9	6,78	5,8	3,3	6

Rövidítések jegyzéke

ALCAPA A Kárpát-Pannon térség egyik mikrolemeze, az Észak-Pannon Egységnek is nevezik (Balla 1987). Alpi-Kárpáti-Pannon egységek közös neve.

AFC (*Assimilation Fractionation Cristallisation)* Asszimilációs és frakcionációs kristályosodási folyamatok együttese

AOC (*Altered Oceanic Crust*) Átalakult óceáni kéreg.

AOB (*Altered Oceanic Basalt*) Átalakult óceáni bazalt.

B A bór vegyjele.

BGO (*Bismuth Germanate* ($Bi_4Ge_3O_{12}$) *Scintillator*) Bizmut-germanát ($Bi_4Ge_3O_{12}$) szcintillátor

BNC/BKR (*Budapest Neutron Center*) Budapesti Neutron Központ

CA (*Calc-Alkaline*) Mészalkáli kőzetek rövidítése. Nem alkáli kőzetek amelyekben a Na- és a K-tartalmú aluminoszilikátok mennyisége nagyobb mint a Ca-tartalmú aluminoszilikátoké.

$D^{ásv/fluid}$ Megoszlási együttható az ásvány és a fluidum közt.

DL (*Detection Limit*) Kimutatási határ. Az a minimum elemi koncentráció mennyiség amit adott módszerrel, adott körülmények közt a vizsgált mintában kilehet mutatni, azaz a háttér értékeket a hiba határ felett meghaladó menniség.

EAR (*European Athenospheric Reservoir*) Európai kontinens alatt jelenlévő gazdagodott asztenoszféra köpenyanyag.

EPMA (*Electron-Probe Micro Analysis*) Elektronsugaras mikroanalízis.

FC (*Fractional Crystallisation*) Frakcionációs kristályosodás során a nagyobb olvadáspontú ásványok korábban kristályosodnak ki az olvadékból, és rövid egyensúlyi szakaszt követően fizikailag elkülönülnek a magmától.

FEP (*Fluorinated-EthylenePropylene*) Fluorozott etilénpropilén, röviden teflon.

FWHM (*Full Width at Half Maximum*) Félértékszélesség.

HFSE (*High Field Strength Elements*) Nagytererejű elemek, amelyek nagy töltéssel és viszonylag kis ionsugárral rendelkeznek, ezért kevésbé fluid-mobilisak. pl.: Ti, Zr, Hf, Nb, Ta.

HNF HidegNeutron-Forrás egy 400 cm^3 térfogatú, 14K hőmérsékletű, cseppfolyós hidrogénnel töltött tartály, amely a reaktor aktív zónájából kicsatolt termikus neutronokat hűti alacsony hőmérsékletre.

HP (*High Pressure*) Nagy nyomás, azoknak a kőzeteknek a jelzőjeként használják, amelyek nagy nyomás és hőmérsékleti körülmények hatására metamorf átalakulást szenvedtek.

HPGe (*High Purity Germanium detector*) Nagytisztaságú germánium detektor.

HREE (*Heavy Reare Earth Elements*) Nehéz-ritkaföldfémek.

IAEA (*International Atomic Energy Agency*) Nemzetközi Atomenergia Ügynökség, Bécs.

ICP–MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) Induktív csatolású plazma tömegspektrometria.

ICP–OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy*) Induktív csatolású plazma optikai emissziós spektroszkópia.

LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) Lézer ablációs feltéttel ellátott induktív csatolású plazma tömegspektrométer.

LILE/LFSE (*Large Ion Lithophile Elements/Low Field Strength Elements*) Kistérerejű nyomelemek, amelyeknek kicsi ugyan az iontöltése, de nagy az ionsugara pl.: Rb, Ba, K, Cs.

LFC (*Loss Free Counting*) Veszteség nélküli számláló.

LREE (*Light Reare Earth Elements*) Könnyű-ritkaföldfémek.

MASH (*Mixing, Assimilation, Storage and Homgenization*) Keveredés, beolvasztás, tárolás és homogenizációs folyamatok általában az alsókéreg szintjén.

MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*) Óceánközépi hátság bazaltok.

MTA Magyar Tudományos Akadémia

NAA (*Neutron Activation Analysis*) Neutronaktivációs analízis.

NHRL (*Northern Hemisphere Reference Line*) Északi félteke referencia vonala.

N-MORB (*Normal-MORB*) Normális MORB érték.

NIST (*National Institute of Standards and Technology* Gaithersburg, USA) Nemzeti Szabványügyi és Technológiai Hivatal.

OIB (*Ocean Island Basalt*) Óceáni-sziget bazalt.

OTKA Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok

PGAA/PGNAA (*Prompt Gamma (Neutron) Activation Analysis*) Prompt-gamma (neutron) aktivációs analízis.

PIGE (*Particle Induced Gamma-ray Emission*) Részecskeindukált γ-emissziós analitikai módszer.

PIXE (*Particle Induced X-ray Emission*) Részecskeindukált röntgenemisszió módszer.

PM (*Partial Melting*) Részleges olvadás.

P-T viszonyok Nyomás és hőmérsékleti körülmények.

REE (*Reare Earth Elements*) Ritkaföldfémek a La-tól a Lu-ig.

SIMS (*Secondary-Ion Mass-Spectrometer*) Ionmikroszonda, amely módszer zirkonok korolására is alkalmas, valamint stabilizotóp arányok mérésére adott ponton a mintában.

TIMS (*Thermal-Ionization Mass-Spectrometer*) Termálionizációs tömegspektrometria. Gyakran használják radiogén izotóparányok meghatározására.

UHP (*Ultra High Pressure*) Extra nagy nyomást szenvedett kőzetek jelzőjeként használják, amelyek gyakoriak a szubdukciós zónákban.

XRF (*X-Ray Fluorescence*) Röntgenfluoreszcencia, elemanalitikai módszer.

WR (*Whole Rock*) Teljes kőzet.

1.1. ábra: Távolodó és közeledő lemezszegélyek és vulkanizmusuk. **http://www.geodesy.cwu.edu/instruments/tilt/images/subduction2.JPG**
1.1. fig.: *Convergent and divergent plate margins and their volcanism.* ***http://www.geodesy.cwu.edu/instruments/tilt/images/subduction2.JPG***

1.2. ábra: Az óceáni kéreg korát színskála jelzi, vöröstől kékig a kőzetek idősödésével. A kék színű kéreg kb. 180 millió évvel ezelőtt képződött. A vörös színű kéreg fiatal, a földtani közelmúltban képződött. A középső fekete vonal az óceán középi vulkáni rift hátságot jelzi. (Forrás: National Geophysical Data Center, *National Oceanic and Atmospheric Administration*).
1.2. fig.*: The age of the oceanic crust is signed with the range of colours from red to blue as the rocks are getting older. The blue part was formed about 180 Ma. The red part is the youngest. The black line in the middle signs the mid ocean rift volcanic zone. (Source: National Geophysical Data Center,* National Oceanic and Atmospheric Administration*).*

1.3. ábra: a) Meredek- és **b)** sekély szögben alábukó óceáni litoszféra lemezek sematikus rajza. (Winter 2001. nyomán)
1.3. fig.: *Subduction of **a)** steep and **b)** shallow oceanic lithospheric slabs (after Winter 2001.)*

1.4. ábra: A „szubdukciós nagyüzem" karikatúrája Tatsumi alapján (Tatsumi 2005).
1.4. fig.: *Subduction factory (after Tatsumi 2005).*

1.5. ábra: Fluidumok az alábukó óceáni lemezben. (Kerrick 2002. nyomán)
1.5. fig.*: Fluids in the subducting oceanic slab. (after Kerrick 2002.)*

1.6. ábra: A H_2O-tartalmú ásványok dehidratációjának fontos szerepe van a fluidumok körforgalmában. (Schmidt & Poli 1998. nyomán. *Szerp.*=szerpentin, *Amf.*=amfibol, *Zo*=zoizit, *Cld*=kloritoid)
1.6. fig.: *Dehydration of minerals containing H_2O have a major rule in the fluid recycle. (after Schmidt & Poli 1998.. Szerp.=serpentin, Amf.=amphibol, Zo=zoizite, Cld=cloritoid)*

1.7. ábra: Az aktív szubdukciós zónák magmaképződése, a lemez dehidratáció és köpeny metaszomatózis folyamatai. (Tatsumi 1989)
1.7. fig.: *Magma formation in active subduction zones; slab dehydration and mantle metasomatism. (Tatsumi 1989)*

1.8. ábra: A mélyre szubdukált óceáni litoszféra lemezek körforgása a földköpenyben.
1.8. fig.: *Recycling system at deep subduction.*

2.1. ábra: A Pannon-medence mikrolemezeinek **a)** középső miocén; **b)** késő miocén rekonstrukciója. (Csontos & Vörös 2004 alapján)
2.1. fig.: *Reconstruction of the micro plates of the Pannonian Basin **a)** during the middle Miocene; and **b)** late Miocene. (after Csontos & Vörös 2004)*

2.2. ábra: A Kárpát-medence felszíni, és felszín alatti mészalkáli, és alkáli vulkáni kőzeteinek területi elhelyezkedése. (Harangi et al. 1995 alapján)
2.2. fig.: *Alkaline and calc-alkaline volcanic rocks of the Carpathian Basin. (after Harangi et al. 1995)*

2.3. ábra: A kelet-kárpáti ívet befolyásoló fő tektonikai események a tercier időszakban: (a) A lemezközeledést megelőzően. Óceáni-, és/vagy elvékonyodott kontinentális kéreg mennyisége nem meghatározott. (b) A lemezközeledés során a korai-középső miocénben szubdukálódott a vékony óceáni kéreg. (c) A vékony kontinentális kéreg is alábukott. (d) A kontinentális lemezek ütközését követően a sűrűbb óceáni kéreg lemez leszakadt. A keletkező résen forró asztenoszféra anyag áramlott át. Mason et al. (1998). nyomán.
2.3. fig.: *Major tectonic events during the Tercier influencing the Eastern Carpathian arc: (a) Before collision. Volume of the oceanic, and/or the thickened continental crust is not defined. (b) During the early-middle Miocene the thin oceanic crust was subducted. (c) The thin continental crust was also subducted. (d) After the continent-continent collision, the dense oceanic crust was detached. In the slab window hot asthenospheric material could arrive. After Mason et al. (1998).*

2.4. ábra: A kelet-kárpáti ív alatti neogén szubdukciós folyamatok modelljei: (a) Az alábukó lemez elérte a magmaképződés mélységét. (b) Vastagabb kontinentális kéreg is alábukott és a magmaképződési zóna déli irányba vándorolt. A nehezebb óceáni lemez tovább süllyedt, míg a kontinentális lemez blokkolódott. (c) lemezleszakadás kezdődött el az ív északi részén, ott ahol az európai kontinentális lemez közeledése a legnagyobb mértékű volt. Felszínen a vulkanizmus déli irányba vándorolt. A lemezek közeledési sebességének csökkenésével a lemezleszakadás mélysége csökkent. Mason et al. (1998) alapján.

2.4. fig.: *Models of the Neogene subduction under the Easter Carpathian arc: (a) Subducted slab reached the magma source region. (b) The thicker continental crust was also subducted and the magma formation moved towards south. The heavier oceanic crust was sinking, while the continental crust was blocked. (c) The slab started to detach at the northern part, where the European plate collided the most. The volcanism moved towards south. The depth of the detachment decreased with the decreasing speed of collision.* *After Mason et al. (1998).*

2.5. ábra: A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteinek SiO_2-, és K_2O-tartalmának változatossága. Kék mező a nyugat-kárpáti, zöld a kelet-kárpáti vulkáni képződmények összetételét jelöli. Adatok: Downes et al. (1995a), Mason et al. (1996); Harangi et al. (2001, 2007), Seghedi et al. (2001, 2004a).
2.5. fig.: *SiO_2-, and K_2O changes of the calc-alkaline rocks of the Carpathian Basin. Blue is the Western Carpathian, Green is the Eastern Carpathian volcanic suits. Data from: Downes et al. (1995a), Mason et al. (1996); Harangi et al. (2001, 2007), Seghedi et al. (2001, 2004a).*

2.6. ábra: $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ arányok változatossága a nyugat- és a kelet-kárpáti ,mészalkáli vulkáni területen. Adatok: Salter et al. 1988; Downes et al. 1995a; Seghedi et al. 2004a. Jelmagyarázat a **2.5. ábrán**.
2.6. fig.: *$^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios at the Western- and Eastern Carpathian calc-alkaline volcanic fields. Data from: Salter et al. 1988; Downes et al. 1995a; Seghedi et al. 2004a. Legend at:* ***2.5. fig****.*

2.7. ábra: Javasolt modell a Kárpát-medence orogén magmatizmusában észlelt gazdagodott köpeny összetevő (EAR) megjelenésére. (Harangi et al. 2006)
2.7. fig.: *Proposed model for the origin of the enriched mantle component (EAR) under the Carpathian Basin. (Harangi et al. 2006)*

3.1. ábra: A vizsgált nyugat- és kelet-kárpáti mészalkáli vulkáni képződmények elhelyezkedése a Kárpát-medencében. (domborzati térkép: Zentai 1996 http://lazarus.elte.hu/hun/summer.jpg)
3.1. fig.: *Location of the examined calc-alkaline volcanic rocks in the Western and Eastern Carpathians. (Relief map: Zentai 1996 http://lazarus.elte.hu/hun/summer.jpg)*

3.2. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület képződményei: közép-szlovákiai vulkáni terület, Börzsöny, Visegrádi-hg., Cserhát, Mátra és a Tokaji-hg.. *(Google térkép adatok 2009)*
3.2. fig.: *Western Carpathian volcanic arc: Central Slovakian volcanic field, Börzsöny, Visegrád Mts., Cserhát, Mátra and the Tokaj Mts.* *(Google map data 2009)*

3.3. ábra: Mintavételi pontok a közép-szlovákiai vulkáni területről. Pirossal dr. Harangi Szabolcs, narancs- és citromsárga színekkel Pető Mária és saját gyűjtésű minták. Citromsárgával az alkáli bazalt lelőhelyek vannak feltüntetve. *(Google térkép adatok 2009)*
3.3. fig.: *Sampling points at the Central Slovakian volcanic field. Red shows samples of dr. Szabolcs Harangi, orange- and yellow shows the sampling of Mária Pető and the personal collection of the author. Yellow signs the alkaline basalt samples.* *(Google map data 2009)*

3.4. ábra: A Visegrádi-hegység domborzati képe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*
3.4. fig.: *Relief map of the Visegrád Mts. And the location of the examined samples.* *(Google map data 2009)*

3.5. ábra: A Börzsöny domborzati képe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*
3.5. figs.: *Relief map of the Börzsöny Mts. And the location of the examined samples.* *(Google map data 2009)*

3.6. ábra: A Cserhát és a Karancs domborzati térképe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*
3.6. figs.: *Relief map of the Cserhát and the Karancs, and the location of the examined samples.* *(Google map data 2009)*

3.7. ábra: A Mátra domborzati térképe és a vizsgált minták lelőhelye. *(Google térkép adatok 2009)*
3.7. figs.: *Relief map of the Mátra Mts., and the location of the examined samples.* *(Google map data 2009)*

3.8. ábra: A Tokaji-hegység térképvázlata a főbb szerkezeti vonalakkal és a mintavételi helyszínekkel (Gméling et al. 2006). Sárga pont a perlit minták, kék pedig az egyetlen olivin bazalt mintát jelzi. *(Google térkép adatok 2009)*
3.8. fig.: *Relief map of the Tokaj Mts. With the major tectonic lines and sampling locations (Gméling et al. 2006). Yellow signs the perlites, blue is the only one olivine basalt.* *(Google map data 2009)*

3.9. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület képződményeinek: Kelemen-Görgény-Hargita vonulat elhelyezkedése, a vizsgált minták lelőhelyei (*Google térkép adatok 2009*).
3.9. fig.: *Location of the volcanic fields of the Eatern Carpathian arc: Calimani, Gughiu and the Harghita Mts. and the location of the examined samples.* *(Google map data 2009)*

3.10. ábra: A vizsgálat alkáli bazalt minták lelőhelyei a Balaton-felvidék alkáli vulkáni területről. (Gméling et al. 2007 alapján). (*Google térkép adatok 2009*)
***3.10. fig.**: Location of the examined alkaline basalt samples from the Balaton Highland. (After Gméling et al. 2007).* (*Google map data 2009*)

3.11. ábra: Mecsekből származó mészalkáli andezit és két káli vulkáni kőzet lelőhelyei. (*Google térkép adatok 2009*)
***3.11. fig.:** Location of the examined calc-alkaline andesite from the Mecsek Mt. and two potassic volcanic rocks.* (*Google map data 2009*)

4.1. ábra: Az elemek kozmikus relatív gyakorisága.
***4.1. fig.**: Cosmic relative frequency of the elements .*

4.2. ábra: A bór tri- és tetragonális koordinációjú komplexei.
***4.2. fig.**: Tri- and tetragonal complexes of boron.*

4.3. ábra: A bór koordinációjának függése a pH-tól.
***4.3. fig.**: The dependence of the boron coordination from the pH.*

4.I. táblázat: A bór átlagos mennyisége különböző közegekben (Leeman & Sisson 1996; Marshall & Fairbridge 1999 alapján)
***4.I. table**: Relative abundance of boron in different mediums (after Leeman & Sisson 1996; Marshall & Fairbridge 1999)*

4.II. táblázat: A B megoszlása bazaltos olvadék és az abból kiváló ásványok közt (Leeman & Sisson 1996).
***4.II. table**: Boron differentiation between basaltic melt and the minerals fractionating from it (Leeman & Sisson 1996).*

4.4. ábra: Az inkompatibilis és fluid-mobilis bór körforgalma lemezalábukási zónákban, dehidratációs folyamatok és olvadás közben.
***4.4. fig.:** Recycling of the incompatible and the fluid mobile boron in the subduction zones during dehydration and melting.*

4.5. ábra: Alábukó mállott bazalt illóvesztése különböző metamorf fáciesekben (Marschall 2005 alapján).
***4.5. fig.**: Fluid loss of the weathered basalt in different metamorphic facies (after Marschall 2005).*

4.6. ábra: A bórkoncentráció csökkenése a szubdukciós fronttól távolodva a Kurill-szigetek vulkáni kőzeteiben (Ryan et al 1995).
***4.6. fig.:** Boron concentration is decreasing towards the back arc in the volcanic rocks of the Kuril Arc. (Ryan et al 1995).*

5.1. ábra: Radioaktív bomlási séma neutronbefogás hatására (Szentmiklósi 2005).
***5.1. fig.:** Radioactive decay scheme due to neutron capture (Szentmiklósi 2005).*

5.2 a ábra: A budapesti kutatóreaktor tangenciális neutron nyalábjai és a PGAA mérőhely helyzete a neutronvezető csarnokban.
***5.2 a fig.:** Tangential neutron guide of the Budapest research reactor and the location of the PGAA instrument in the neutron guide hall.*

5.2 b ábra: Az MTA IKI PGAA mérőhelye, a Ge-detektorral (HPGe), bizmut germanát szcintillátorral (BGO) és a mintatartó kamrával.
***5.2 b fig.:** PGAA measurement station of the HAS Institute of Isotopes, the Ge-detector (HPGe), and the bismuth germanate scintillator (BGO) and the sample chamber.*

5.3. ábra: Nyolc darab bizmut-germanát (BGO) szcintillátor detektor rendszer, a Compton-szórást szenvedett fotonokat detektálják.
***5.3. fig.:** Eight bismuth germanate (BGO) scintillator detector system, detecting the Compton effected photons.*

5.4. ábra: Az (n,αγ)-reakció a ^{10}B neutronbefogását követően.
***5.4. fig.:** The (n,αγ)-reaction of the ^{10}B due to neutron capture.*

5.5. ábra: A PGAA és az NAA mérések menete a reaktortól a spektrumokig. PGAA esetén a neutron besugárzás a reaktoron kívül, a γ-fotonok detektálásával egy időben történik és egy bonyolult, több száz csúcsból álló spektrumot

kapunk. NAA esetén a besugárzás a reaktor aktív zónájában megy végbe. A γ -fotonok detektálása a besugárzást követően kishátterű kamrában zajlik. A felvett spektrum néhány tíz csúcsból áll.
5.5. fig.: *The PGAA and the NAA measurement systems from the reactor until the spectra. In case of the PGAA the irradiation happens out of the reactor, in a same time with the γ-ray detection, and gives a more complicated spectra, with hundreds of peaks. While in case of NAA the irradiation take place in the active zone of the reactor. We detect the γ –photons in the low background chamber. The spectra consist of few tens of peaks.*

5.6. ábra: A JB-2-es japán geológiai standardon végzett NAA és PGAA mérési eredmények összehasonlítása. A sárga mező a standard adatok mérési hibája, a vörös az NAA, a fekete a PGAA standard adatokhoz viszonyított értéke hibabárokkal együtt.
5.6. fig.: *Comparison of the PGAA and NAA measurements and the given standard data of the JB-2 Japanese geological standard sample. The yellow boxes are the uncertainty of the given standard data, red dots are the NAA data, while the black dots are the PGAA data relative to the standard results.*

6.1. a ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. kőzeteiben PGAA-val és XRF-fel mért néhány főelemoxid (t%) adat összehasonlítás. (Gméling et al. 2005)
6.1. a fig.*: Comparison of the PGAA and the XRF data of major oxides (wt%) of the examined samples from the Central Slovakian volcanic field, the Börzsöny and the Visegrád Mts. (Gméling et al. 2005)*

6.1. b ábra: A Kelemen-havasok, a Görgényi-havasok és a Hargita kőzeteiben XRF-el mért főelemoxid értékek a PGAA-val mért értékekre normált adatai az y-tengelyen vannak feltüntetve az XRF adatok függvényében (x-tengely). Ábrázolva van a mérési hibák arányának értéke. Ebben az ábrázolásban jól látható, hogy az XRF-hez viszonyított eltérések 10 %-on belül vannak. (Gméling et al. 2007b)
6.1. b fig.*: The X-axis show the XRF data of major element oxides (wt%) of the Calimani-Gurghiu and Harghita volcanic samples, while the Y-axis the PGAA- relative to the XRF data. The uncertainty is illustrated by the ratios. In this case is well visible that the bias to the XRF data is less than 10 %.. (Gméling et al. 2007b)*

6.2. ábra: Nagynyomású metamorf kőzetek (négyszögek) ICP-MS és granitoidok (körök) INAA **a)** neodímium; **b)** szamárium; és **c)** gadolínium mérési eredményeinek összehasonlítása PGAA adatokkal (Marschall et al. 2005). A Kárpát-Pannon térség mészalkáli vulkáni kőzeteiben mért Nd, Sm és Gd értékek ugyan azon mintából XRF-fel, illetve ICP-MS-sel mért értékei ugyan ezen tartományokba esnek.
6.2. fig.*: Comparison of high pressure metamorphic rock compositons (squares) by ICP-MS and granitoids (cyrcles) by INAA **a)** neodimium; **b)** samarium; and **c)** gadolinium data (Marschall et al. 2005). Comparison of the Nd, Sm, and Gd concentrations of the Carpathian Pannonian calc-alkaline rocks measured with XRF and ICP-MS.*

6.2 d ábra: PGAA mérési eredmények a nyugat-kárpáti kőzeteken XRF-fel mért Gd értékekhez, valamint GSJ standard Gd adatokhoz (japán standardok; üres kör) viszonyítva kevesebb mint 10 %-os eltérést mutatnak (Gméling et al. 2005 alapján).
6.2 d fig.: *Comparison of Gd data of the Western Carpathian volcanic rocks measured with PGAA and XRF and also comparison with the standard data. Bias is less than 10 % (after Gméling et al. 2005).*

6.3. ábra: A nyugat-kárpáti miocén mészalkáli vulkáni kőzetek **a)** SiO_2 vs. totál alkália diagramon a kőzetek a bazaltoktól a riolitokig terjednek; valamint **b)** az SiO_2 vs. K_2O-diagramon a közepes, nagy K-tartalmú mezőbe esnek.
6.3. fig.: *Western Carpathian calc-alkaline samples **a)** SiO_2 vs. total alkalia diagram: rocks from basalts to rhyolites; **b)** SiO_2 vs. K_2O-diagram: middle of high-K samples.*

6.4. ábra: A kelet-kárpáti mészalkáli vulkáni kőzetek **a)** TAS diagramon a kőzetek a bazaltoktól a riolitokig terjednek, a dél-hargitai minták a trachit mezőbe esnek; valamint **b)** az SiO_2 vs. K_2O-diagramon a közepes és a nagy K-tartalmú mezőbe esnek. Egyes Dél-Hargitai minták a shoshonit mezőben helyezkednek el.
6.4. fig.: *Eastern Carpathian calc-alkaline volcanic rocks **a)** TAS diagram: rock types from basalts to rhyolites, the South-Harghita samples fall in the trachite field; **b)** SiO_2 vs. K_2O-diagram: medium and high-K samples. Some South-Harghita samples are in the shoshonite field.*

6.5. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Tokaji-hg. és a Kelemen-havasok andezitjeiben pozitív korreláció figyelhető meg a Cl-koncentráció és **a)** Na_2O, valamint **b)** a Sm-koncentrációk közt.
6.5. fig.: *Positive correlation is visible in the andesites of the Central Slovakian volcanic field, the Tokaj Mts. and the Calimani Mts. between the Cl and the **a)** Na_2O, and **b)** Sm.*

6.6. ábra: A vizsgált mészalkáli kőzetek sokelemes nyomelem diagramja kiegészítve a B adatokkal. A kék szín a nyugat-kárpáti vulkáni területet, a mintás pedig a kelet-kárpáti vulkáni területet jelöli: **a)** primitív köpenyre normált értékekkel (McDonuogh & Sun 1989) illetve; **b)** normál-MORB értékekre normálva (McDonuogh & Sun 1989).
6.6. fig.: *Spider diagram of the examined calc-alkaline rocks extended with the boron data. Blue is Wester Carpatian volcanic field, the patterned is the Eastern Carpathian volcanic field:* ***a)*** *primitive mantle normalised data (McDonuogh & Sun 1989) and;* ***b)*** *normal-MORB normalised data (McDonuogh & Sun 1989).*

6.7. ábra: a) a Tokaji-hg; és **b)** a Mátra mészalkáli kőzeteinek nyomelem-eloszlása a primitív köpeny értékekre normalizálva (McDonuogh & Sun 1989) a nyugat-kárpáti vulkáni terület andezitjeinek nyomelem eloszlásához viszonyítva.
6.7. fig.: *Trace element pattern of the calc-alkaline rocks of the* ***a)*** *Tokaj Mts; and* ***b)*** *Mátra Mts. normalised to the primitive mantle (McDonuogh & Sun 1989) compared to the trace element pattern of the Western Carpathian volcanic field.*

6.8. ábra: A Balaton-felvidéki alkáli bazaltok N-MORB-ra normált nyomelem-eloszlása (McDonuogh & Sun 1989) a nyugat- és a kelet-kárpáti andezitekhez viszonyítva.
6.8. fig.: *Trace element pattern of the Balaton Highland alkaline basalt samples normalised to N-MORB (McDonuogh & Sun 1989) relative to the Western and the Eastern Carpathian volcanic fields.*

6.9. ábra: GSJ standardok B-koncentráció adatainak (Imai et al. 1955) összehasonlítása a budapesti (Gméling et al. 2005) és a japán (Sano et al. 1999) PGAA mérési eredményeivel.
6.9. fig.: *Boron data of the GSJ standards (Imai et al. 1955) compared with the result of the Budapest PGAA (Gméling et al. 2005) and with the Japan PGAA (Sano et al. 1999).*

6.10. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület különböző típusú vulkanitjaiban a B-koncetráció gyakorisága.
6.10. fig.: *Frequency of the boron content of the volcanic rocks of the Western Carpathians.*

6.11. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területről vizsgált vulkáni kőzetek B- és H_2O^+-koncentrációinak viszonya területenként és kőzettípusonként.
6.11. fig.: *B and H_2O^+ content of the examined Western Carpathian volcanic samples by volcanic fields and rock type.*

6.12. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület különböző típusú vulkáni kőzeteiben a B-koncetráció gyakorisága.
6.12. fig.: *Frequency of the boron content of the volcanic rocks of the Eastern Carpathians.*

6.13. ábra: A kelet-kárpáti terület vulkáni kőzeteiben a B és a H_2O^+-koncentrációk viszonya.
6.13. fig.: *B and H_2O^+ of the examined Eestern Carpathian volcanic samples by volcanic fields and rock type.*

7.1.1. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációja (*t%*) az SiO_2-tartalom (*t%*) függvényében.
7.1.1. fig.*: The major oxide concentration of the Western Carpathian calc-alkaline volcanic field (wt%) in the function of the SiO_2 (wt%).*

7.1.2. ábra: Az SiO_2-koncentrációk a B-tartalom függvényében: **a)** a nyugat-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteiben; **b)** a közép-szlovákiai vulkáni területen, **c)** a Mátrában; és **d)** a Tokaji-hegység kőzeteiben is pozitív korreláció figyelhető meg.
7.1.2. fig.*: SiO_2 and B concentrations:* ***a)*** *in the volcanic rocks of the Western Carpathians;* ***b)*** *Central Slovakian volcanic field,* ***c)*** *Mátra Mts.;and* ***d)*** *the Tokaj Mts. showing positive correlations.*

7.1.3. ábra: Az SiO_2 vs. B-koncentráció közti összefüggés a nyugat-kárpáti vulkáni területen és más szubdukcióhoz kapcsolódó vulkáni ív területeken (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).
7.1.3. fig.: *Correlations between the SiO_2 vs. B concentrations at the Western Carpathians and other subduction related volcanic arcs (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).*

7.1.4. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Visegrádi-hg. és a Mátra mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációi a B-tartalom függvényében.
7.1.4. fig.*: Major element oxide concentrations relative to the B content in the calc-alkaline samples of the Central Slovakian volcanic field, Visegrád Mts., and the Mátra Mt..*

7.1.5. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület és a Visegrádi-hegység mészalkáli kőzeteinek nyomelem koncentrációja az SiO_2 (bal oldali oszlop) és a B-tartalom (jobb oldali oszlop) függvényében.
***7.1.5. fig.**: Trace elemental concentrations relative to the SiO_2 (left column) and the B (right column) in the Central Slovakian volcanic field, and the Visegrád Mts.*

7.1.6. ábra: Az Y vs. La/Y diagram segítségével láthatók a tipikus ásványkristályosodási folyamatok a nyugat-kárpáti vulkáni terület különböző részein. (*hbl*=hornblende, *gt*=gránát, *px*=klino- és ortopiroxén, *FeTiox*=Ti-magnetit, *plag*=plagioklász, *bi*=biotit) (Harangi et al. 2007. alapján)
***7.1.6. fig.**: Y vs. La/Y diagram shows the typical mineral fractionation processes in the Western Carpathian volcanic field. (hbl=hornblende, gt=garnet, px=clino- and ortopyroxene, FeTiox=Ti-magnetite, plag=plagioclas, bi=biotite) (after Harangi et al. 2007.)*

7.1.7. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területen a két kompatibilis nyomelem: Ni és Cr koncentrációjának változása. A kisebbik ablakban a diagram kinagyított része látható.
***7.1.7. fig.**: Variation of two compatible trace element : Ni and Cr, in the Western Carpathian volcanic field. In the smaller window the extended part of the diagram.*

7.1.8. ábra: A Mátra idősebb (> 14 Ma) kőzeteinek példáján a fracionációs kristályosodás B-tartalomra gyakorolt hatása látható **a)** a Rb és **b)** a Zr-tarltalom függvényében, valamint az, hogy az **c)** FC folyamat nem befolyásolja a kőzetek B/Zr-arányát. */FC= frakcionációs kristályosodás/*
***7.1.8. fig.**: Older rocks of the Mátra (> 14 Ma) showing fractional crystallisation, which gives good example to examine the B variation during FC processes. B variation in case of **a)** Rb, and **b)** Zr concentrations; and **c)** shows that, the FC processes do not change the B/Zr ratios. /FC= fractional crystallisation/*

7.1.9. ábra: A Mátra idősebb kőzeteinek (> 14 Ma) B vs. B/Zr aránya és az alkalmazott FC-modell eredménye.
***7.1.9. fig.**: B vs. B/Zr ratio of the older Mátra samples (> 14 Ma) with the results of FC model.*

7.1.10. ábra: $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány változatossága a közép-szlovákiai vulkáni területen és a Börzsöny-Visegrádi-hegységben. (adatok: Harangi et al. 2001; Embey-Isztin et al. 2003)
***7.1.10. fig.**: $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios in the Central Slovakian volcanic field and the Börzsöny-Visegrád Mts. (data from: Harangi et al. 2001; Embey-Isztin et al. 2003)*

7.1.11. ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, Börzsöny-Visgerádi-hg. és Cserhát képződményeinek $^{87}Sr/^{86}Sr$-aránya az SiO_2-tartalom függvényében.
***7.1.11. fig.**: $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios as a function of the SiO_2 content in the Central Sloavkian volcanic field, Börzsöny, Visgerád Mts. and Cserhát.*

7.1.12. ábra: **a)** A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás a B-tartalom függvényében. A B-tartalom növekedése a magmaforrás területét ért növekvő fluid hatásra utal (SiO_2<60 t%). **b)** a Börzsöny; **c)** a Visegrádi-hg.; és **d)** a közép-szlováki vulkáni területeken az alkalmazott AFC-modellek alapján kapott görbékkel.
***7.1.12. fig.: a)** $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio relative to the B content. The increasing B content refers to the increased fluid effect of the magma source region (SiO_2<60 t%). **b)** in the Börzsöny; **c)** in the Visegrád Mts.; and **d)** in the Central Slovakian volcanic field; with the applied AFC-models.*

7.1.13. ábra: A Sr-izotóparány és a B/Pb-arányok a közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. kőzeteiben. A görbék az alsó metaüledékes kéreg és a felső kéreganyag beolvasztásának hatására módosuló összetételt mutatják.
***7.1.13. fig.:** The Sr-isotope ratios and the B/Pb ratios in the samples of the Central Slovakian volcanic field, the Börzsöny, and the Visegrád Mts. The curves are showing the possible changes of the elemental concentrations due to the fractional melting of the metasedimentary lower crust or the upper crust.*

7.1.14. ábra: A Ce/Y-arány csökkenése és a Zr/Nb-arány növekedése a részleges olvadás mértékének növekedését jelzi.
***7.1.14. fig.:** The Ce/Y ratio decreasing while the Zr/Nb ratio increasing with increasing partial melting.*

7.1.15. ábra: A Zr/Nb vs. Nd/B-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen.
***7.1.15. fig.:** The Zr/Nb vs. Nd/B ratios in the Western Carpathian volcanic field.*

7.1.16. ábra: A Zr/Nb vs. Rb/B-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen kevésbé differenciált kőzeteiben (SiO_2< 60 t%). A Rb/B arány a magmaforrás régióra gyakorolt fluidhatás, míg a Zr/Nb-arány a parciális olvadás mértékét

mutatja. A kettő együttes változása pedig a metaszomatikus fluidumok olvadásra gyakorolt szerepét szemlélteti, hasonlóan Ryan et al. (1996b) La/Sm vs. B/Be diagramjához.
7.1.16. fig.: *The Zr/Nb vs. Rb/B ratios in the less differentiated samples of the Western Carpathian volcanic field (SiO_2< 60 wt%). The Rb/B ratio refers to the metasomatic effect, while the Zr/Nb ratio shows the value of the partial melting. The variations of the two shows the function of the metasomatism in the partial melting, similarly to the La/Sm vs. B/Be diagram of Ryan et al. (1996b).*

7.1.17. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni területen a Zr/Nb és B/Nb-arányok egymáshoz való viszonya összehasonlítva szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997, 2001; Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001).
7.1.17. fig.: *Zr/Nb and B/Nb ratios of the Western Carpathian volcanic arc compared to other subduction related volcanic arcs. (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997, 2001; Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001).*

7.1.18. ábra: A B/Nb vs. B/La-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területeken pozitív korrelációt mutatnak.
7.1.18. fig.*: The B/Nb vs. B/La ratios in the Western Carpathian volcanic field show positive correlation.*

7.1.19. ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület (SiO_2< 60 t%) kőzeteiben az Pb/La és a B/La-arányok egymáshoz való viszonya, összehasonlítva az Aeoli-szigetek (Tonarini et al. 2001), a Japán-szigetek (Sano et al. 2001) és a Közép-Amerikai vulkánokról (Leeman et al. 1994) származó mintákkal.
7.1.19. fig.: *The Pb/La and the B/La ratios in the samples (SiO_2< 60 wt%) of the Western Carpathian volcanic field, compared to the samples of the Aeoli Islands (Tonarini et al. 2001), the Japan Arc (Sano et al. 2001), and the Central American volcanoes (Leeman et al. 1994).*

7.1.20. ábra: Ba/La vs. B/La-arányok a nyugat-kárpáti vulkáni területen a Tokaji-hg. riolitjait kivéve. Összehasonlításként az Aeoli-szg. és a Japán-szg.-ről származó adatok (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001; Leeman et al. 1994).
7.1.20. fig.*: Ba/La vs. B/La ratios in the Western Carpathian volcanic field except the rhyolites of the Tokaj Mts., compared to the Aeoli Islands and the Japan Arc (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001; Leeman et al. 1994).*

7.1.21. ábra: a) A nyugat-kárpáti vulkáni területen a B/Sm vs Ba/Sm-arányok egymáshoz való viszonya. A diagrammon alsókéreg és lösz és flis üledékek összetétele is szerepel; **b)** K_2O/Sm-arány hasonlóan a Ba/Sm-arányhoz kéreg eredetű fluidom jelzője. (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001)
7.1.21. fig.: a) *B/Sm vs Ba/Sm ratios at the Western Carpathian volcanic field. The diagram contains the lower crustal, flisch and also loess data.* ***b)*** *K_2O/Sm ratio similarly to the Ba/Sm ratio refers to fluids of crustal origin. (Tonarini et al. 2001; Sano et al. 2001)*

7.1.22. ábra: A nyugat-kárpáti mészalkáli vulkáni terület kőzeteinek B/Nb-arány a Nb-koncentráció függvényében összehasonlítva aktív szubdukciós zónákhoz köthető mészalkáli vulkáni területekkel. (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994, 2004; Leeman & Sisson 1996)
7.1.22. fig.*: B/Nb ratio compare to the Nb content of the Western Carpathian volcanic rock samples in contrast to other subduction related volcanic fields. (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994, 2004; Leeman & Sisson 1996)*

7.1.23. ábra: a) A magmaforrás változékonyságot jellemző Nb/Y-arány a B/Nb-arány függvényében a nyugat-kárpáti vulkáni területen; **b)** összehasonlítva szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (referencia lsd.: **7.1.22. ábra**).
7.1.23. fig.: a) *The Nb/Y ratio refers to the magma source variation, shown as a function of the B/Nb ratio in the Western Carpathian volcanic field;* ***b)*** *compared to the subduction related volcanic fields (references on:* ***7.1.22. fig.****).*

7.1.24. ábra: **a)** A nyugat-kárpáti vulkáni területen a vizsgált mészalkáli vulkáni kőzetek K/Ar-kora (Pécskay et al. 199a,b) és **b)** B-koncentráció eloszlása (Gméling et al 2005).
7.1.24. fig.*:* ***a)*** *K/Ar ages of the examined Western Carpathian volcanic rocks (Pécskay et al. 199a,b) and* ***b)*** *their B concentration (Gméling et al 2005).*

7.1.25. a ábra: A nyugat-kárpáti vulkáni terület kevésbé differenciált (SiO_2< 60 t%) kőzeteinek B/Sm-arány a kőzetek K/Ar-korának függvényében.
7.1.25. a fig.: *B/Sm ratios relative to the K/Ar ages of the less differentiated (SiO_2< 60 t%) volcanic rocks of the Western Carpathian volcanic field.*

7.1.25. b ábra: A Mátra vizsgált mészalkáli kőzeteinek B-tartalma és K/Ar-kora közti összefüggés.

7.1.25. b fig.: *B and K/Ar ages of the examined calc-alkaline samples from the Mátra Mt.*

7.1.26. a ábra: A közép-szlovákiai vulkáni terület, a Börzsöny és a Visegrádi-hg. bazalt, andezit és dácit mintáinak B-tartalom változása a Pieniny szirtövtől való távolság függvényében (Gméling et al. 2005).
7.1.26. a fig.: *The variation of the B content in the basalt, andesite and dacite samples of the the Central Slovakian volcanic field, the Börzsöny and the Visegrád Mts. with the distance from the Pieniny andesite line as a possible subduction zone (Gméling et al. 2005).*

7.1.26. b ábra: A B/Nb-arány változása a szubdukciós fronttól, összehasonlítva aktív szubdukciós zónákhoz kapcsolódó vulkáni területekkel.
7.1.26. b fig.*: The variation of the B/Nb ratio with the distance from the subduction front, compared to other active subduction zone volcanics.*

7.1.27. ábra: A Tokaji-hg. kőzeteinek B-tartalma és K/Ar-kora közti összefüggés. A vulkanizmus fő szakaszában képződő perliteknek és riolitoknak a legmagasabb a B-koncentrációja.
7.1.27. fig.: *Connection between the B content and the K/Ar ages of the samples of the Tokaj Mts. The perlites and rhyolites formed in the major volcanic edifice have the highest B content.*

7.1.28. a ábra: A Tokaji-hg. dácitjai és riolitjai a hegység északi és déli részén K_2O-tartalmukban elkülönülnek egymástól.
7.1.28. a fig.: *The northern and southern dacites and rhyolites of the Tokaj Mts. are well separated from each other by their K_2O content.*

7.1.28. b ábra: A Tokaji-hg. dácitjainak és riolitjainak B/Sm-arány a hegység déli részén magasabb.
7.1.28. b fig.: *The B/Sm ratio of the southern dacites and rhyolites of the Tokaj Mts. is higher.*

7.2.1. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek K/Ar-koreloszlása (Pécskay et al. 1995a,b; Szakács & Seghedi 1995).
7.2.1. fig.*: Distribution of the K/Ar ages of the Eastern Carpathian volcanic rocks. (Pécskay et al. 1995a,b; Szakács & Seghedi 1995).*

7.2.2. ábra: A vizsgált kőzetek SiO_2-tartalmának változása a K/Ar-koruk függvényében. A Görgényi-havasok és az Észak-Hargita kőzeteinek SiO_2-tartalma a K/Ar-koruk csökkenésével növekszik.
7.2.2. fig.*: Changes of the SiO_2content as a function of the K/Ar ages of the samples. The SiO_2 content of the Gurghiu and Nort-Harghita samples decreases with the decreasing K/Ar ages of the rocks.*

7.2.3. ábra: B-tartalom változása a SiO_2 függvényében a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva más, szubdukcióhoz kapcsolódó mészalkáli vulkáni területekkel (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).
7.2.3. fig.*: B variation as a function of the SiO_2 content in the samples of the Eastern Carpathian volcanic field compared to subduction related calc-alkaline volcanic rocks (Leeman et al. 1994; Ishikawa et al. 1997; Sano et al. 2001; Tonarini et al. 2001, 2004; Moriguti et al. 2004).*

7.2.4. a ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációja (*t*%) az SiO_2-tartalom (*t*%) függvényében.
7.2.4. a fig.*: Major element concentration (wt%) of the rocks of the Eastern Carpathian volcanic field as a function of their SiO_2 content (wt%).*

7.2.4. b ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek főelemoxid koncentrációi (*t*%) a B-tartalom (*μg/g*) függvényében.
7.2.4. b fig.*: Major element concentration (wt%) of the rocks of the Eastern Carpathian volcanic field as a function of their B content (μg/g).*

7.2.5. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli kőzeteinek nyomelem koncentrációja (*μg/g*) az SiO_2 (*t*%) és a B-tartalom (*μg/g*) függvényében. A Ba- és a Sr-koncentrációja a Dél-Hargita kőzeteiben kiemelkedően magas (lásd: szürke mező).
7.2.5. fig.*: Trace element concentration (μg/g) of the calc-alkaline rocks of the Eastern Carpathian volcanic field as a function of their SiO_2 (wt%) and their B content (μg/g). The Ba and the Sr concentrations are higher in the South-Harghita samples (grey field).*

7.2.6. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteiben az Y és a La/Y-arány változása a magma differenciációja közben a különböző ásványok szerepét mutatja.
7.2.6. fig.: *Y vs. La/Y ratio in the Easter Carpathian volcanic samples diagram shows the typical mineral fractionation processes.*

7.2.7. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteiben a kompatibilis nyomelemek: Ni és Cr koncentrációjának változása.
7.2.7. fig.: *Variation of two compatible trace elements: Ni and Cr, in the Eastern Carpathian volcanic field.*

7.2.8. ábra: A Kelemen-havasok példáján a fraciónáció és a B-tartalom változása. /FC= frakcionációs kristályosodás, PM= részleges olvadás/
7.2.8. fig.: *B variation with fractional crystallisation in the Calimani samples. /FC= fractional crystallisation, PM= partial melting/*

7.2.9. ábra: A Görgényi-havasokból vizsgált kőzetmintákon alkalmazott FC-modell eredménye. A legkevésbé frakcionált minta a G31-es.
7.2.9. fig.: *FC model applied on the samples of the Gurghiu Mts. The less differentiated sample is the G31.*

7.2.10. ábra: A Sr- és a Nd-izotóparányok változása a kelet-kárpáti vulkáni területen a flis és a metaüledékes alsókéreg adatokhoz viszonyítva. A Kelemen-Görgény-Hargita vonulatban vizsgált minták radiogén izotóparányainak viszonya kinagyítva a jobb felső sarokban jól mutatja, hogy a Kelemen-havasok, Görgényi-havasok, majd az Észak- és Dél-Hargita irányába csökken a Sr-izotóparány.
7.2.10. fig.: *The variation of the Sr- and the Nd isotope ratios in the Eastern Carpathian volcanic field compared to the flisch and metasedimentary lover crustal data. Magnified figure shows the radiogene isotope ratios of the Calminai-Gurghiu-Harghita arc.*

7.2.11. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás az asszimilácó mértékét jelzi, míg az SiO_2-tartalom ingadozása a frakcionációs kristályosodásra utal. (*FC=frakcionációs kristályosodás; AFC=asszimilációs és frakcionációs kristályosodás; SC/M=forrás kontaminació és keveredés*)
7.2.11. fig: *The variation of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios with the changing assimilation ratio, as a function of the SiO_2 content. (FC=fractional crystallisation; AFC=assimilation and fractional crystallisation; SC/M=source contamination and mixing)*

7.2.12. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás a B-tartalom függvényében a Kelemeni-havasok vizsgált kőzeteiben. A B-tartalom növekedése a magma forrását ért növekvő fluid hatásra utal.
7.2.12. fig.: *The variation of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio as a function of the B content in the Calimani samples. The increased B content refers to the increased fluid effect to the magma source region.*

7.2.13. ábra: A $^{87}Sr/^{86}Sr$-arány változás **a)** a B-tartalom (*μg/g*) **b) a** B/Sm- **c)** a B/La- és **d)** a B/Ba-arány függvényében a Kelemen-havasok kevésbé frakcionált (SiO_2<60 t%), normál K-tartalmú kőzeteiben. Az AFC folyamatok hatására a B-tartalom jelentősen megnő, amennyiben az asszimilált közeg flis (FS3, FS4), vagy metamorf kristályos kőzet (átlag lokális felső kéreg) volt. Az átlag alsókéreg adatok a Balaton-felvidéki alsókéreg xenolitok értékei (Embey-Isztin et al. 2003; Dobosi et al. 2003).
7.2.13. fig.: *The variation of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio as a function of **a)** the B content (μg/g) **b)** the B/Sm ratio **c)** the B/La ratio and **d)** the B/Ba ratio in the less differentiated (SiO_2<60 wt%) normal-K samples of the Calimani Mts. Due to the AFC processes the B content is increasing if the assimilated material is a flisch sediment (FS3, FS4), or metamorphic crystallised rocks (average local upper crust). The average lower crustal data are the xenoliths of the Balaton Highland volcanic field (Embey-Isztin et al. 2003; Dobosi et al. 2003).*

7.2.14. ábra: A Kelemen-Görgény-Hargita vonulat (<60 t% SiO_2) kőzeteinek Rb/Ba-aránya a K/Ar-kor függvényében. (*PM=részleges olvadás, partial melting*)
7.2.14. fig.: *Rb/Ba ratio as a function of the K/Ar ages of the samples of the Calimani-Gurghiu-Harghita arc (<60 t% SiO_2). (PM=partial melting)*

7.2.15. ábra: A Zr/Nb vs. Ce/Y-arányok a kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli (<60 t% SiO_2)kőzeteiben. (*PM=részleges olvadás)*
7.2.15. fig.: *Zr/Nb vs. Ce/Y ratios in the calc-alkaline rocks of the Eastern Carpathians (<60 wt% SiO_2). (PM=partial melting)*

7.2.16. a ábra: A Nd/B vs. Zr/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni terület mészalkáli bazaltos andezit és andezit kőzeteiben. (PM=részleges olvadás)

***7.2.16. a fig.**: Nd/B vs. Zr/Nb ratios in the basalt and andesite samples of the Eastern Carpathians.*

7.2.16. b ábra: A parciális olvadás mértéknek növekedésével a Nd/B- és a Zr/Nb-arányok változása, kiindulási kőzetnek a Görgényi-havasok G32-es mintájának összetétele szolgál. (*PM=részleges olvadás*)
***7.2.16. b fig.**: With increasing partial melting the Nd/B and the Zr/Nb ratios are changing. The starting composition was the G32 samples from the Gurghiu Mts. (PM=partial melting)*

7.2.17. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek (SiO_2<60 t%) Nb/Zr vs. Ba/Zr-aránya, összehasonlítva Japán (Moriguti et al. 2004; Miyoshi et al. 2008) és Közép-Amerika vulkáni íveivel (Chan et al. 1999) és az Aeoli-szg. vulkanitjaival (Tonarini et al. 2001).
***7.2.17. fig.:** Nb/Zr and the Ba/Zr ratios of the less differentiated (SiO_2<60 wt%) Eastern Carpathian volcanic rocks, compared to Japan (Moriguti et al. 2004; Miyoshi et al. 2008) and with the Central American volcanics (Chan et al. 1999) and also with the Aeoli Islands (Tonarini et al. 2001).*

7.2.18. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek (SiO_2<60 t%) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Ce/Y-aránya, a kontamináló közegekhez (lokális felső kéreg és flis üledék) képest. A Dél-Hargita kőzeteinek alacsony Sr-izotóp arány mellett nagy a Ce/Y-aránya.
***7.2.18. fig.:** The $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs. Ce/Y ratios of the Eastern Carpathian volcanic samples (SiO_2<60 wt%) compared to the contaminating materials (local upper crust and flisch sediments). The South-Harghita samples with low Sr-isotope ratios have high Ce/Y ratios.*

7.2.19. ábra: A kelet-kárpáti vulkáni terület kőzeteinek **a)** B/Zr vs. Ba/Zr és **b)** B/Sm vs. Ba/Sm-aránya az átlag kontinentális kéreghez és a flis üledékekhez viszonyítva. A vonalak meredeksége az üledékből és az átalakult óceáni kéregből származó fluidumok és a MORB köpenyforrás teljes keveredés modelljét mutatja. A b) diagramon összehasonlítás céljából Japán, Közép-Amerika és az Aeoli-szg. nyomelemarányai is látszanak. (hivatkozás a **7.2.17. ábrán**)
***7.2.19. fig.:** The eamined samples of the Eastern Carpathian volcanic field **a)** B/Zr vs. Ba/Zr and **b)** B/Sm vs. Ba/Sm ratios compared to the average continental crust and flisch sediments. The curved lines are demonstrating the total mixing line of the sediments and AOC fluids with the MORB mantle source. The b) diagram compares the data with the samples of the Japan Arc, Central America and the Aeoli Islands. (references on: **7.2.17. fig.**)*

7.2.20. ábra: A Nb vs. B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994; Leeman & Sisson 1996).
***7.2.20. fig.**: Nb vs. B/Nb ratios in the Eastern Carpathian volcanic field compared to other active subduction zone related volcanic samples (Morris et al. 1990; Ryan & Langmuir 1993; Ishikawa & Nakamura 1994; Leeman et al. 1994; Leeman & Sisson 1996).*

7.2.21. ábra: A Zr/Nb vs B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel (Tonarini et al. 2001; Ishikawa et al. 2001; Ishikawa et al. 1997; Leeman et al. 1994).
***7.2.21. fig.**: Zr/Nb vs B/Nb ratios of the Eastern Carpathian volcanic rocks compared to active subduction zone related volcanics (Tonarini et al. 2001; Ishikawa et al. 2001; Ishikawa et al. 1997; Leeman et al. 1994).*

7.2.22. ábra: A Nb/Y vs B/Nb-arányok a kelet-kárpáti vulkáni területen összehasonlítva aktív szubdukciós zónák vulkáni képződményeivel. (referencia lsd. **7.2.21. ábra**)
***7.2.22. fig.**: Nb/Y vs B/Nb ratios in the Eastern Carpathian volcanic field compared to subduction related volcanics. (see referensec on: **7.2.21. fig.**)*

7.2.23. ábra: **a)** A kelet-kárpáti vulkáni területen vizsgált mészalkáli vulkáni kőzetek K/Ar-kora és **b)** B-koncentráció eloszlása.
***7.2.23. fig.**: **a)** K/Ar ages of the examined Eastern Carpathian volcanic rocks and **b)** B content distribution.*

7.2.24. ábra: a) A kelet-kárpáti vulkáni területen vizsgált kőzetek K/Ar-kora és B-tartalma; valamint **b)** B/Nb-aránya közti összefüggés.
***7.2.24. fig: a)** K/Ar age and the B content of the Eastern Carpathian volcanic rocks and **b)** their B/Nb ratios.*

Kémiai és fizikai adatok a bórról

Magyar neve: bór

Angol neve: boron

Vegyjele: B

Rendszáma: 5

Relatív atomtömege: 10,811 g/mol

Elektronegativitása: 2,0

Sűrűsége: 2,34 g/cm^3 (fekete), 3,3 g/cm^3 (sárga)

Helye a periódusos rendszerben: IIIa főoszlop, 2. periódus, p mező eleme

Halmazállapota (20°C-on): szilárd, nem mágneses

Olvadáspontja: 2079°C

Forráspontja: 2550°C

Első ionizációs energiája: 801 Kj/mol

Elektronkonfigurációja: $1s^1 2s^2 2p^1$

Oxidációs száma: 3

Kristályszerkezete: romboéderes

Nem fémes elem.

Izotópjai: ^{8}B, ^{9}B, ^{9}B, ^{10}B, ^{11}B, ^{12}B, ^{13}B

Stabil izotópjai: ^{11}B (80,1%) és a ^{10}B (19,9%)

Neutronbefogási hatáskeresztmetszete:

^{10}B-nak 3835 barn, 1 barn=10^{-28}m^2

^{11}B-nak 0,005 barn

Létesített kötések: inkább kovalens, mint ionos

Nezo-, szoro-, ino-, fillo- és tektoborát csoportokat alkot, pl.: szájbélyit, sussexit, nordenskjöldin; ludwigit, fluoborit, szulfoborit; sinhalit, chanit; lüneburgit; kurnakovit, bórax, ulexit, kaliborit; pinnoit; colemanit, kernit; hilgardit; hambergit, boracit

Felfedezésének éve: 1808.

Felfedezői: Sir Humphrey Davey, London és tőle függetlenül Gay-Lussac és Thenard, Párizs.

“Semmit a világon nem vinnénk véghez, ha megvárnánk míg képesek vagyunk olyan jól csinálni, hogy senki ne találhasson benne hibát.”
(John Henry Newman)