

dc_213_11

AKADÉMIAI DOKTORI ÉRTEKEZÉS

A K-Ar KORMEGHATÁROZÁSI MÓDSZER
ALKALMAZÁSA HARMADIDŐSZAKI VULKÁNI
TERÜLETEK GEOKRONOLÓGIAI KUTATÁSÁBAN

PÉCSKAY ZOLTÁN

MTA Atommagkutató Intézete

Debrecen

2012

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	4
1.1. Előzmények, a témaválasztás indoklása	4
2. A K/Ar kormeghatározási módszer elve	7
2.1. A K/Ar kormeghatározási módszer elméleti háttere	7
2.2. Alkalmazott kísérleti módszerek	9
2.2.1. Kőzetminták begyűjtése, a mérésekre való előkészítése	9
2.2.2. A kőzetminták/ásványfrakciók kálium tartalmának meghatározása	11
2.2.3. Az argon izotóparányának mérése: stabil izotóphígításos analízis	11
2.2.4. Az analitikai és földtani hibák jelentése	12
2.3. A K/Ar kormeghatározási módszer alkalmazási lehetőségei, előnyei és hátrányai	14
2.4. A harmadidőszaki magmás kőzetek kormeghatározásának előfeltételi és módszertani sajátosságai	16
3. A Kárpát–Pannon medence Neogén-Kvarter magmatizmusának geokronológia vizsgálata	19
3.1. Kárpát–Pannon medence földtani szerkezete és geodinamikai jellemzői	19
3.2. A Kárpát–Pannon térség neogén-kvarter vulkáni kőzetei és azok tér-időbeli eloszlása	21
3.2.1. A mészkáli savanyú kőzetek tér-időbeli elterjedése	25
3.2.2. A mészkáli intermedier vulkáni kőzetek tér-időbeli elterjedése	27
3.2.3. A shoshonitok, káli- és ultralkáli kőzetek, valamint az alkáli bazaltos kőzetek tér-időbeli elterjedése	28
3.3. A K/Ar módszeres vizsgálatok újabb eredményei	31
3.3.1. A Selmeci-körhegység földtani és szerkezeti felépítése/Central Slovak Volcanic Field (CSVF) Nyugat Szegmens	31
3.3.2. A vizsgált területek tudománytörténeti háttere	34
3.4. A Karancs és Sátoros (Karanc-Siator) lakkolitjának K/Ar kora	37
3.5. Kovácsi-dombság/Kováčovské Kopce („Burda Fomáció”) vulkáni kőzeteinek K/Ar kora	42
3.6. Korponai-erdő/Krupinska Planina geokronológiája	43
3.6.1. Csall/Čelovce piroklasztikus vulkán	47
3.6.2. Osztrovszki-hegység/ „Lysec Formáció”	47
3.6.3. Gács/Halič andezit vulkán	48
3.7. Jávoros/Javorie rétegvulkán szerkezete és kronológiája	48
3.7.1. Újabb K/Ar koradatok a Jávoros/Javorie rétegvulkán fejlődéstörténetének rekonstruálásához	53
3.7.2. Alsó rétegvulkáni szerkezet (Óhuta/Stará Huta komplexum)	53
3.7.3. Középső vulkáni sorozat („Blýskavica Formáció”)	53
3.7.4. Syron formáció	58
3.7.5. Végleskálnok/Kalinka intrúzív komplexum	59
3.7.6. JÁVOROS RÉTEGVULKÁN / „JAVORIE FORMÁCIÓ”	59

3.8. A Körmöci-hegység vulkanitjai; „Jastrabá Formáció”	64
3.8.1. A „Jastrabá Formáció” kora	65
3.9. A Vepor rétegvulkán („Tisovec Formáció”) geokronológiai és vulkanológiai vizsgálata	78
3.10. Középső Szegmens neogén mészkáli vulkanizmusának geokronológiája	82
3.10.1. Vihorlat–Popricsnij–Gutinski-hegység geokronológiája	83
3.10.2. Tokaji-hegység – Zemplin – Beregszászi vulkáni terület – Avas geokronológiája	84
3.11. Az intrúzív magmás testek szerepe a Kárpát–Pannon régió neogén-kvarter mészkáli vulkanizmus fejlődéstörténetében	109
3.11.1. Intravulkáni intrúzív magmatizmus	111
3.11.1.1. Az Avas-Gutin hegység földtani szerkezete	111
3.11.1.2. A Gutin-hegység intrúzív magmás tevékenységének geokronológiája	113
3.11.2. Kárpátokon kívüli neogén intrúzív magmás tevékenység geokronológiája („external intrusive volcanic arc”)	120
3.11.2.1. Szubvulkáni zóna geokronológiai vizsgálata	120
Pojáná–Botizá	125
Cibles/Tibles	125
Torojága	126
Radnai-havasok, Borgói-hegység	129
3.11.2.2. Pieniny-hegység földtana	136
3.11.2.3. A Pieniny-hegység geokronológiája	137
3.11.3. Moráviai neogén intrúzív magmatizmus geokronológiája	144
3.12. Az Erdélyi-Szigethegység neogén mészkáli magmatizmusa	148
3.12.1. Az Erdélyi-Szigethegység (Apuseni Mts.) neogén mészkáli magmatizmusának földtani háttere	148
3.12.2. Erdélyi-Szigethegység neogén vulkáni közzeteinek ásvány és közettani sajátosságai	151
3.12.3. Az Erdélyi-Szigethegység geokronológiája	152
Verespatak–Aranyosbánya–Bucsum	159
Zarand–Brad–Zalatna	160
3.13. A Kárpát-medence fejlődéstörténetének összefoglalása az új koradatok tükrében	166
4. Alsó-Sziléziai harmadidőszaki alkáli bazalt vulkanizmus geokronológiája	169
4.1. Racibórz térségének bazalt előfordulásai	181
4.2. Opole–Niemodlin vulkáni terület bazalt előfordulásai	181
4.3. Szudéták előtere (Fore-Sudetic Block); Debowiec–Strzelin–Niemcza–Strzegom Jawor–Legnica térsége	183
4.3.1. Debowiec–Pogroda térsége	184
4.3.2. Jawor és Legnica közötti vulkáni terület	185
4.4. Szudéták	188
4.5. A Szudéták nyugati előtere	189
4.6. Moráviai pliocén–pleisztocén alkáli bazalt vulkanizmus	190

5. Bulgária és Görögország harmadidőszaki vulkanizmusának geokronológiája	196
5.1. Bulgáriában végzett kutatásaim tudománytörténeti háttere	196
5.2. Bulgária déli részén végzett geokronológiai kutatásaim eredményei	197
5.2.1. A Kraishite magmatektonikai zóna (KMTZ) (Bg1 a térképen)	197
5.2.2. A Kozhuh szubvulkán K/Ar kora	211
5.2.3. A Közép-Nyugat-Rodope ignimbrites vulkáni tevékenysége	212
5.3. Evros harmadidőszaki vulkáni kőzeteinek K/Ar geokronológiája	213
Köszönetnyilvánítás	218
Irodalom	220

1. BEVEZETÉS

1.1. ELŐZMÉNYEK, A TÉMAVÁLASZTÁS INDOKLÁSA

Az első K/Ar módszeres kormeghatározást 1977-ben, az MTA ATOMKI és KLTE Ásvány- és Földtani Tanszék közötti tudományos együttműködésnek köszönhetően, a Tokaji-hegységből származó vulkáni kőzetten végeztem. A 80-as évek elején, a Nagyalföldön mélyfúrások által feltárt miocén vulkáni kőzetek és a Tokaji-hegység mészkalkáli vulkanitjainak átfogó geokronológiai kutatása volt a fő feladatom. A fenti területeken végzett méréseim eredményeit 1983-ban az egyetemi doktori dolgozatomban foglaltam össze (Pécskay, 1983). Ezek a kezdeti esztendőik és a laboratórium kutatási stratégiája a későbbiekben alapvetően meghatározta szakmai pályafutásom fő irányvonalát. Tudniillik a K/Ar laboratórium megalapításának eredeti célkitűzése – amelyet a 70-es évek elején Szalay Sándor akadémikus, az ATOMKI akkori igazgatója javasolt és messzemenően támogatott – a földtani kutatásokban sokoldalúan használható kormeghatározási módszer bevezetése volt, ami tökéletesen összhangban volt az ATOMKI akkori kutatási programjával. Következésképpen a kísérleti berendezések tervezése, megépítése, majd hitelesítése után a hazai és külföldi együttműködések megszervezése, és ezek keretében a különböző tudományos programokhoz való csatlakozás vált szükségsszerűvé. A folyamatos műszer- és módszerfejlesztési tevékenységünk eredményeként laboratóriumunk kapacitása már a 80-as évek végén meghaladta a hazai földtani kutatások során jelentkező kormeghatározási igényeket. Ugyanakkor a 90-es években egyre fokozódott a külföldi partnereink által megmutatkozó együttműködési igény, és ennek köszönhetően folyamatosan növekedett a kutatási szerződések keretében végzett mérések száma is.

A szerteágazó földtani problémák megoldásában való részvétel és az egyre nagyobb területre kiterjedő kutatási programok még inkább szükségsszerűvé tették laboratóriumunkban a logikus munka- és témamegosztást. A tudományos programok leosztásában a harmadidőszaki vulkáni területek földtani kutatásában való részvétel lett a fő feladatom.

Ennek a szisztematikus munkának az eredményeként készült el az összefoglaló kandidátusi disszertációm, amelyet 1995-ben adtam be és sikeresen védtem meg. Ebben a dolgozatban összefoglalt kutatási eredményeim több mint 50%-a már különböző külföldi együttműködéseimhez köthető (Pécskay, 1995).

Ugyanebben az évben jelent meg a társszerzőimmal együtt összeállított átfogó tanulmányunk a Kárpát–Pannon régió miocén-kvarter magmatizmus geokronológiájáról (Pécskay et

al., 1995a), amely világos képet alkotott a térség földtani fejlődéstörténetének ismertségi szintjéről. A rendelkezésre álló adatbázis birtokában számomra nyilvánvalóvá vált az elkövetkezendő évek kutatási terve. A terv eredményes megvalósítását a sikeres hazai OTKA pályázataim és nagyrészt a Magyar Tudományos Akadémia által támogatott kétoldalú nemzetközi tudományos együttműködéseim tették lehetővé.

A szerteágazó, sokoldalú együttműködéseimnek köszönhetően az elmúlt évtizedek során több ezer radiometrikus koradat birtokába jutottam a Kárpát–Pannon régió és az azzal szomszédos vulkáni területekről (Dinaridák, Balkán és Sziléziai vulkáni terület). Nyilvánvalóan ez az egyedülálló adatbázis meghatározta a jelen disszertációm célkitűzését: a nagyszámú földtani jelentéssel bíró K/Ar koradat területenkénti rendszerezését és kiértékelését, valamint az ezekből az adatokból levonható legfontosabb következtetések tézispontokba való összefoglalását.

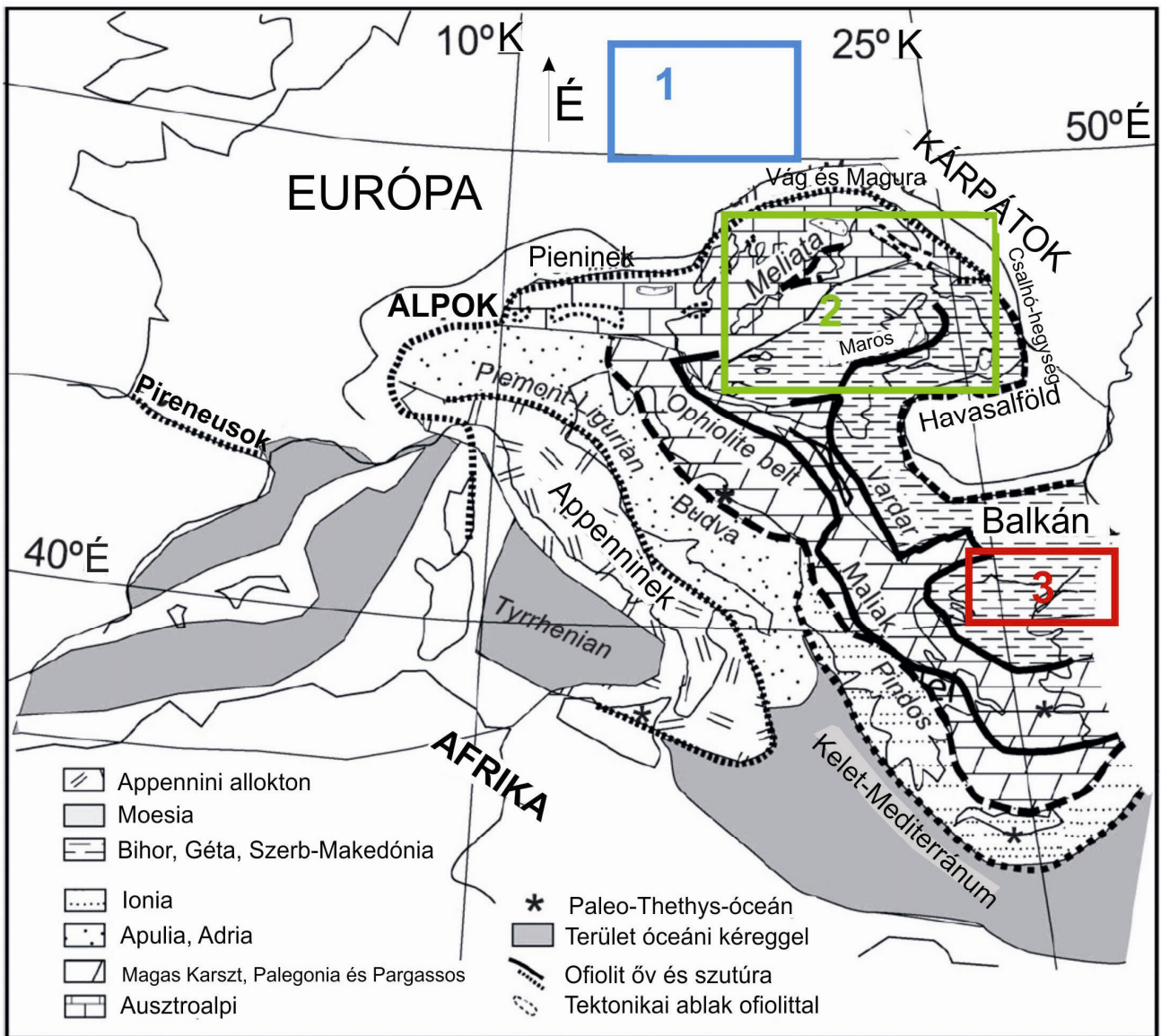
A fentiekben megfogalmazott célkitűzéseimmal összhangban az értekezésem azonos stílusban és formában megírt fejezeteivel a K/Ar kormeghatározási módszer széleskörű alkalmazási lehetőségét és a radiometrikus korok megbízhatóságát és egyben azok földtani jelentőségét szeretném igazolni (1.1. térkép).

Másrészt viszont hangsúlyozni szeretném, hogy a dolgozatom megírásakor nem tekintetem feladatommak a különböző vulkáni területekről rendelkezésre álló, és az adott témához kapcsolódó más földtani kutatás eredményeinek (geokémia, geofizika, vulkanológia, biosztratigráfia stb.) részletes szakmai elemzését, értékelését. Mindazonáltal, ez nem jelenti a diszkusszióban az adekvát szakirodalmi adatok mellőzését, illetve az adatok értelmezésénél felhasznált publikációk szelektált behivatkozását.

Kötelességemnek tartom már itt a Bevezetésben kiemelni, hogy a geokronológia, mint tipikus interdiszciplináris tudományág csak jól szervezett „csapatmunkával” művelhető eredményesen. Ezt igazolja a több mint három évtizedes kutatómunkám története is.

Ez azt jelenti, hogy az adott földtani probléma felvetése után, a terepi munkától és az alkalmas közetminta begyűjtésétől kezdve, az analitikai adatok kiértékelését és értelmezését követő publikáció összeállítását is minden esetben a vizsgált területet alaposan ismerő kollégával/kollégákkal közösen végeztem.

Az érintett Kollégáim névsorát a dolgozatom végén a KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁSBAN szeretném – remélhetőleg hiánytalanul közölni.

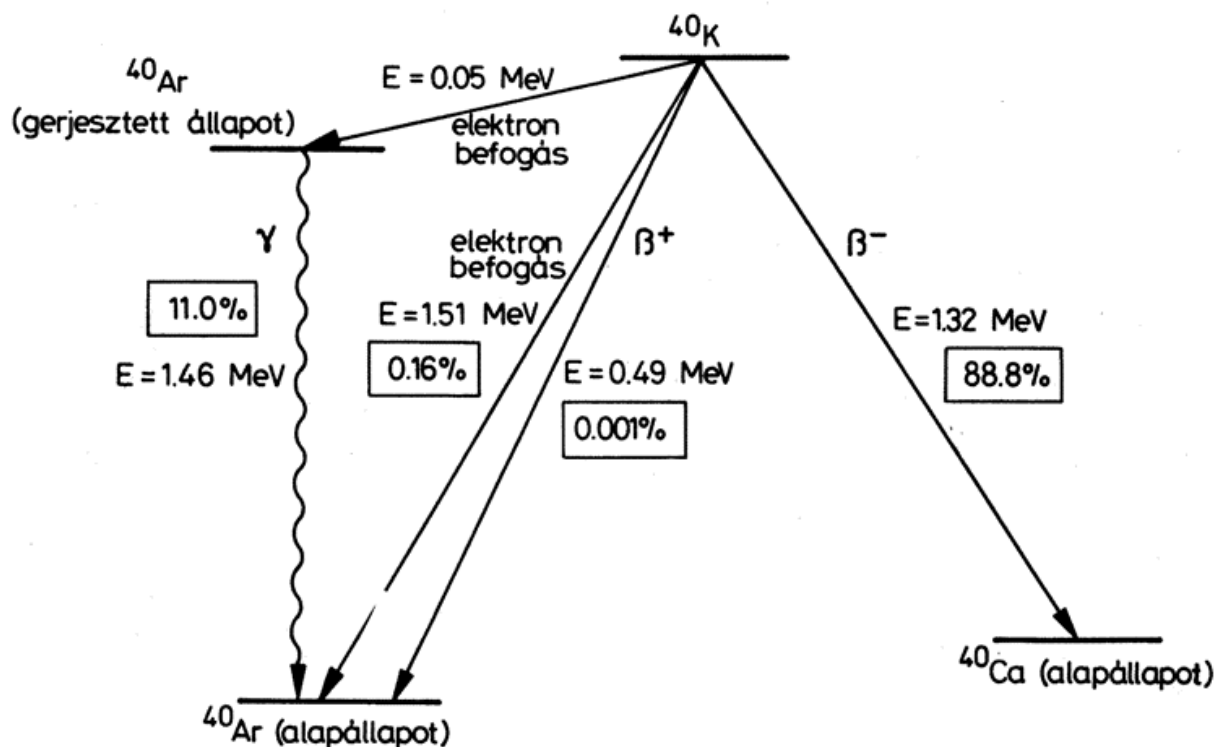


1.1 térkép: A dolgozatban bemutatott kutatási területek elhelyezkedése Közép-Kelet Európában,
(Csontos, L., Vörös, A., 2004)

2. A K/Ar KORMEGHATÁROZÁSI MÓDSZER ELVE

2.1. A K/Ar KORMEGHATÁROZÁSI MÓDSZER ELMÉLETI HÁTTERE

- a) A K/Ar módszer a ^{40}K radioaktív bomlásán alapul. A ^{40}K izotóp $1,25 \times 10^9$ év felezési idővel ^{40}Ar és ^{40}Ca izotópokká bomlik. A ^{40}K bomlását az alábbi ábra szemlélteti:



2.1. ábra: A ^{40}K bomlása

Érdemes megjegyezni, hogy a ^{40}K bomlásából ^{40}Ca izotóp is keletkezik, ez a folyamat azonban néhány kivételes esettől eltekintve nem használható kormeghatározásra, mert a radiogén kalcium dúsulása legtöbbször nem változtatja meg a kőzetminta természetes kalciumtartalmának izotópösszetételét.

A geokronológiában a IUGS Rétegtani Bizottságának Geokronológiai Albizottsága által 1976-ban elfogadott bomlási állandók és izotóparány értékek használatosak, amelyeket Steiger és Jäger 1977-ben közölt. A bomlási állandók, valamint a K és Ar izotópjainak gyakoriságai a következők:

dc_213_11

A ^{40}K bomlási állandói:

$$\lambda_e = 0,5808 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1};$$

$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1};$$

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_{\beta^-} = 5,543 \times 10^{-10} \text{ év}^{-1}$$

ahol λ_e a ^{40}Ar keletkezésére vezető elektronbefogás, λ_{β^-} pedig a ^{40}Ca -ot eredményező β^- bomlás bomlási állandója.

b) A TERMÉSZETBEN ELŐFORDULÓ KÁLIUM IZOTÓPÖSSZETÉTELE

A K/Ar kor meghatározásához elengedhetetlen a kálium izotópösszetételének pontos ismerete. A káliumnak a természetben három izotópja fordul elő: a ^{39}K , a ^{40}K és a ^{41}K .

A K/Ar korok kiszámításánál azzal a feltevéssel lehet élni, hogy a mintákban különböző analitikai módszerekkel meghatározott kálium tartalom a koregyenletben szereplő ^{40}K tartalomtól csak egy konstansban tér el, azaz a kálium izotópösszetétele jó közelítéssel állandónak tekinthető. Ezt a feltevést alátámasztják azok a kísérleti tapasztalati eredmények, hogy a kémiai és fizikai folyamatok izotópfractionáló hatása jelentéktelen, és az is csak nagyon ritkán fordul elő a természetben.

Jelenleg Garner és munkatársai mérései alapján az IUGS Geokronológiai Albizottsága 1976-ban a kálium izotópösszetételére az alábbi értékek használatát javasolta:

$$^{39}\text{K}: 93,2581\% \quad ^{40}\text{K}: 0,01167\% \quad ^{41}\text{K}: 6,7302\%$$

(A megadott gyakoriságok atomi %-ot jelentenek.)

c) AZ ATMOSZFÉRIKUS ARGON IZOTÓPÖSSZETÉTELE

A K/Ar földtani kormeghatározás alap gondolata az, hogy a lehűlő kőzetekbe igen kis koncentrációban atmoszférikus izotópösszetételű argon épül be, majd egy bizonyos hőmérsékleten a kőzet argon rendszere bezáródik és ettől kezdve a ^{40}K radioaktív bomlásából keletkező radiogén argon ($^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$) már a kőzetben marad, és idővel felhalmozódik. A lehűlés után keletkező radiogén argon az atmoszférikus eredetű ^{36}Ar mérésével megkülönböztethető az atmoszférikus eredetű ^{40}Ar -tól.

dc_213_11

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{össz}} - ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} \quad (2.1.)$$

$$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5 \quad (2.2.)$$

$$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{össz}} - 295,5 \times ^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} \quad (2.3.)$$

Az atmoszférikus argon izotópösszetétele Nier mérései alapján

$$^{40}\text{Ar}: 99,600\% \quad ^{38}\text{Ar}: 0,063\% \quad ^{36}\text{Ar}: 0,337\% \quad (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} = 295,5$$

(A megadott gyakoriságok atomi %-ot jelentenek.)

d) A RADIOAKTÍV BOMLÁS TÖRVÉNYE ALAPJÁN LEVEZETHETŐ A KOREGYENLET:

$$t_{\text{K/Ar}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{^{40}\text{K}} \right) \quad (2.4.)$$

A (2.4.) egyenlet alapján meghatározott K/Ar kor akkor egyezik meg a kőzet földtani korával, ha teljesülnek a koregyenlet levezetésekor felhasznált következő alapfeltevések:

1. A kőzet keletkezésekor nem tartalmazott radiogén argont.
2. A kőzet kialakulása óta káliumra és argonra nézve zárt rendszert alkotott.
3. A kőzet zárt rendszerre alakulása (bezáródása pl. lehűlés során) a kőzet K/Ar korához viszonyítva rövid idő alatt zajlott le.
4. A ^{40}K radioaktív bomlása a fizikai ill. kémiai körülményektől függetlenül állandó sebességgel megy végbe.
5. A jelenlegi ^{40}K mennyisége a teljes kálium mennyiségéhez viszonyítva – K/Ar módszeres mérésben – minden mintában azonosnak tekinthető.

Az adott minta korának meghatározásához – a koregyenletnek megfelelően – a K és $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ mennyiségének ismerete szükséges.

2.2. ALKALMAZOTT KÍSÉRLETI MÓDSZEREK

2.2.1. KŐZETMINTÁK BEGYŰJTÉSE, A MÉRÉSEKRE VALÓ ELŐKÉSZÍTÉSE

A disszertációm témáival kapcsolatos terepi munkában való részvételt az 1980-as évek végén kezdtem el, és azóta – a lehetőségekhez mérten – igyekszem minden esetben jelen lenni a K/Ar kormeghatározásra kiválasztott kőzetminták begyűjtésénél. Következésképpen már a

mintagyűjtés során szembesültem a megoldásra váró földtani problémával, valamint a sokéves személyes tapasztalat és szakmai ismeret birtokában, érdemben közreműködhettem az analitikai munkára legalkalmasabb kőzetminta kiválasztásában.

A felszínről származó kőzetmintákat általában aktív- vagy felhagyott kőbányából, természetes kibúvásokból/feltárásokból gyűjtöttük be. Minden esetben törekedtem a minél üdőbb, finom szemcsés, tökéletesen kikristályosodott (afanitos), homogén minta kiválasztására, amelynek a földtani helyzete a terepen egyértelműen meghatározható, mivel a bizonytalan helyzetű blokkokból vett kőzetmintán meghatározott koradat téves földtani következtetésre vezethet. A kiválasztott kőzet felszínén lévő, gyakran mállott, elváltozott kérget már a mintavétel során célszerű eltávolítani, mivel a mintaelőkészítés során kontaminációt idézhet elő, ami rontja a mérési eredmények megbízhatóságát.

A fúrásokból származó magmintákat az előzetes regionális értékelések és fúrási szelvények gondos áttanulmányozása után (pl. OKGT adattárak és magraktárak) választottam ki. Az egyes összetett vulkáni szerkezetek rétegtani vizsgálatában esetenként nélkülözhetetlenek az adott mélyfúrások reprezentatív magmintái. A medencék szerkezetének kutatásában szintén a mélyfúrások játszanak döntő szerepet.

Az érces területek kutatása során a felszíni feltárásokon túlmenően, szükség esetén részt vettem működő bányák földalatti vágataiban feltárt telér- és befogadó kőzetek megmintázásában is.

A mintavételi helyeket a korábbi években topográfiai térképen tüntettük fel, míg az utóbbi években már a GPS segítségével meghatározott pontos koordináták alapján rögzítettük a vizsgált területtel kapcsolatos adatbázisban.

A begyűjtött kőzetminta mennyisége általában 1,0-2,0 kg volt (a mintavétel körülményeitől, a kőzet típusától és annak várható korától függően). Lehetőség szerint ugyanebből a mintadarabból történt az ásvány-kőzettani-, geokémiai- és paleomágneses vizsgálat is, növelve ezzel az analitikai adatok földtani jelentésének megbízhatóságát.

A kőzetminták kormeghatározásra való előkészítése, minden esetben az előzetesen elkészített vékonycsiszolati leírások alapján történt. A kőzetek megfelelő szemcseméretre való törését (0,1-0,5mm), szitálását, majd alapos portalanítását és a nagytisztaságú ásványfrakciók szeparálását részben az MTA ATOMKI laboratóriumában, másrészt a partner intézmények laboratóriumában végezték.

2.2.2. A KÖZETMINTÁK/ÁSVÁNYFRAKCIÓK KÁLIUM TARTALMÁNAK MEGHATÁROZÁSA

- A megfelelő pontosságú és reprodukálható analitikai munkának az előfeltétele, hogy a K és Ar mérésére használt két alminta összetétele azonos legyen.
- A K meghatározására kb. 50 mg mintát használunk, porítjuk, majd teflon edényben HF + HNO₃ segítségével feltárjuk. Igen híg HCl-ben feloldjuk, Na puffer és Li belső standard hozzáadása után emissziós lángfotométerrel (CORNING M480 típus), standard oldatokhoz hasonlítva mérjük a K koncentrációját.

2.2.3. AZ ARGON IZOTÓPARÁNYÁNAK MÉRÉSE: STABIL IZOTÓPHÍGÍTÁSOS ANALÍZIS

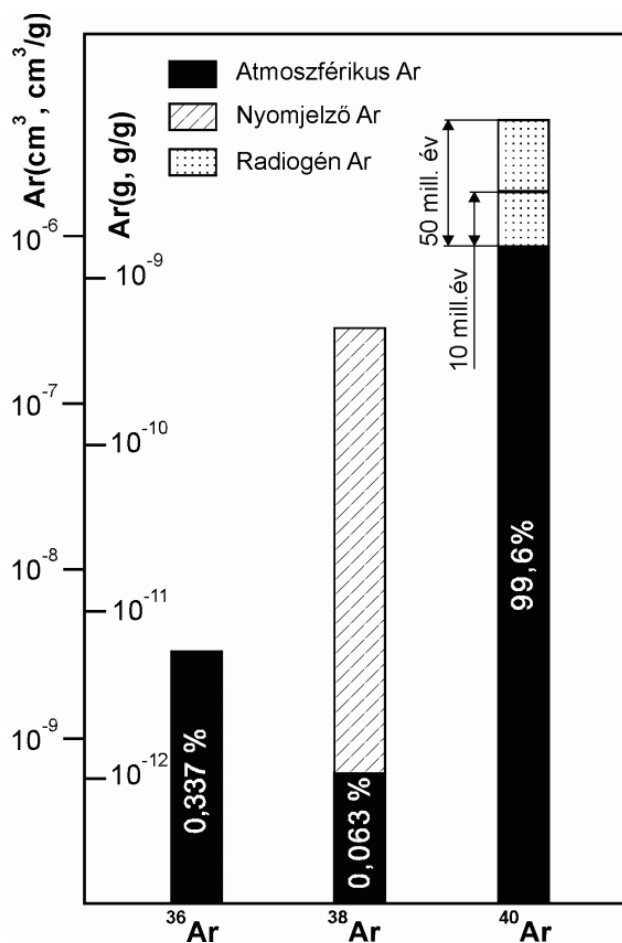
A minta argontartalmának felszabadítását vákuumrendszerben magas hőmérsékleten történő izzítással végezzük. A kigázosításhoz szükséges hőmérsékletet a minta ásványi összetétele határozza meg. A hőmérsékletet általában a kőzet, vagy ásvány olvadáspontja fölé növeljük, ezt a hőmérsékletet tartva a minta argontartalma kb. fél óra alatt biztosan felszabadul. Egyes ásványok már néhány száz °C-on adnak le argont, de 1600 °C-nál magasabb hőmérséklet általában nem szükséges. A kigázosításhoz szükséges hőmérséklet elérése történhet ellenállásfűtéssel vagy nagyfrekvenciás indukciós izzítással, illetve modernebb módszerként lézeres hevítéssel.

A nagyfrekvenciás kemencében a minta megolvasztása egy vékonyfalú molibdén tégelyben történik. Az izzításhoz használt nagy frekvencia kb. 500 kHz, ennél magasabb frekvenciánál gyakran lép fel nagyfrekvenciás kisülés, ami az ionizált argonatomokat a szerkezeti elemekbe bombázza, ami pontatlanná teszi az argon analízist.

A kigázosítás során a mintából különféle gázok szabadulnak fel. Legnagyobb mennyiségben H₂O és CO₂. Ezek mellett CO, N₂, SO₂, H₂, szénhidrogének, halogének is. A felszabaduló gázok mennyisége sokszorosa az argonénak, ezért azt a tömegspektrométeres mérés előtt meg kell tisztítani. A reaktív gázok megkötése getteranyagokkal történik. Getteranyagként titánszivacsot és speciális összetételű SAES tablettát alkalmazunk. A titán a hidrogént 350-450 °C-on, az egyéb gázokat 700-800 °C-on köti meg, 900 °C-on regenerálható. (Balogh K., 1985)

Az argonizotóp összetételének meghatározására stabilizotóp hígításos analízist alkalmaznak. Az izotóparány mérésére sztatikus üzemmódban működő tömegspektrométert alkalmaznak.

zunk, amelyben elektronütközéses ionforrást használunk. Az ionok detektálása Faraday kalitkával történik. Jobb vákuum esetén az ionok detektálására elektronsokszorozó is használható.



2.2. ábra: Kőzetből kivont és nyomjelzett Ar tömegspektrumának szerkezete

2.2.4. AZ ANALITIKAI ÉS FÖLDTANI HIBÁK JELENTÉSE

A K/Ar koradatok pontosságára vonatkozóan két egymástól független hibaforrást kell figyelembe venni. Az analitikai hibát, ami a mérőberendezések bizonytalanságából adódik, és a földtani hibát, ami a koregyenlet alapfeltevéseinek megsértéséből adódik. A koradatoknál feltüntetett hibaértékek csak az analitikai hibát tartalmazzák, mivel az esetleges földtani hibák egyetlen mintán végzett kormeghatározás során nem deríthetők fel. Erre csak a földtani és kőzettani viszonyok együttes figyelembe vétele, és amennyiben az illető kőzet lehetővé teszi, annak különböző ásványain végzett vizsgálatok nyújtanak lehetőséget.

A K/Ar analitikai korok pontosságát a kálium és az argon meghatározás pontossága adja meg.

A koradatok analitikai hibája (Δt) az alábbi egyenlettel számolható ki:

$$\Delta t = [(\Delta K)^2 + (\Delta^{38}\text{Ar}_{\text{nyj}})^2 + (1/r)^2 * (\Delta(^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}))^2 + ((1-r)/r)^2 * (\Delta(^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}))^2]^{1/2} \quad (2.5)$$

ahol

$\Delta^{38}\text{Ar}_{\text{nyj}}$: a $^{38}\text{Ar}_{\text{nyj}}$ relatív hibája

$\Delta(^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar})$ és $\Delta(^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar})$: az izotóparányok relatív hibája

r: a ^{40}Ar tartalom radiogén része

ΔK : a K tartalom relatív hibája

A fenti (2.5) egyenlet alapján belátható, hogy az atmoszférikus argon tartalom viszonylagos mennyiségének növekedése a $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ tartalom hibáját növeli. Így szükséges, hogy a berendezésben jelentősen kevesebb argon ömöljön be a vákuumtérbe, mint amennyi a mintából az izzítás során felszabadul.

Az argon tartalom meghatározásának hibája az izotóparány mérésének hibájából és az argonkivonó berendezés által okozott hibából tevődik össze. Az izotóparánymérés hibáját a levegőből kivont ún. atmoszférikus argon izotópösszetételének naponta történő vizsgálatával állapítjuk meg. A tömegspektrométer ionforrásának frakcionáló hatása miatt a mért izotóparány általában eltér az irodalmi értéktől. Az eltérés mértékét korrekciós tényezőként vesszük figyelembe a $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ tartalom kiszámításánál. A tömegspektrométerre jellemző hibaként a megismételt mérések szórását fogadtuk el.

Mivel a tömegspektrométerben 10^{-8} mbar-nál jobb a vákuum, a háttércsúcsok okozta hiba elhanyagolható. A sztatikus üzemmódban működő tömegspektrométernek az izotóparány meghatározás minimális hibája 1%, aminek eléréséhez kb. 10^{-6} ncm³ argont szükséges beereszteni a tömegspektrométerbe. Ez a hiba az ionforrás és az elektronikus egységek instabilitásából adódik.

A kálium meghatározásának pontossága szempontjából döntő jelentőségű a minta tökéletes feltárása, ami könnyen ellenőrizhető. A mérési eredmények pontosságának meghatározására a lángfotométeres mérésekhez is rendszeresen alkalmazunk nemzetközi standardokat: Asia 1/65, HD-B1, LP-6, GL-O. Az általunk használt CORNING M480 típusú digitális lángfotométerrel 2% relatív hibánál nagyobb pontosság érhető el, 1%-nál nagyobb káliumtartalmú minták esetén.

A nemzetközi standardokon végzett meghatározásaink azt igazolták, hogy méréseinkre nem jellemző szisztematikus eltérés, illetve az lényegesen kisebb az egyes koradatokra megadott hibánál.

A földtani hiba jelentése „a földtani kor” és az „analitikai kor” közötti eltéréssel kapcsolatos. Az alábbi tényezők idézhetik elő a földtani hiba megjelenését:

1. amikor a K/Ar kor idősebb a földtani kornál
 - áthalmozódás vagy szennyeződés következtében (pl. riolittufák)
 - valamely ásványból a kálium preferenciális eltávoztása
 - a kőzetek képződése során tökéletlen kigázosodás
 - hidrotermális oldatokból többlet argon beépülése bizonyos ásványokba
 - alacsony káliumtartalmú ásványokba pl. metamorfózis során többlet argon keveredik
2. amikor a K/Ar kor fiatalabb a földtani kornál
 - utólagos hőhatás következtében radiogén argon vesztese
 - alacsony hőmérsékleten bekövetkező átkristályosodás
 - utólagos kálium beépülése a kőzetbe vagy ásványba

A felsorolt tényezőket a leggyakrabban figyelembe kell vennünk a K/Ar korok értelmezésénél.

2.3. A K/Ar KORMEGHATÁROZÁSI MÓDSZER ALKALMAZÁSI LEHETŐSÉGEI, ELŐNYEI ÉS HÁTRÁNYAI

KRONOSZTRATIGRÁFIA: Üledékes kőzetekben egyrészt megtalálhatók a leülepedés idejére jellemző élővilág kövületei, másrészt nyilvánvaló, hogy egymásra települő üledékes rétegek közül a felül lévő a fiatalabb. Ezek alapján egymástól távol lévő üledékes kőzetek relatív kora is megállapítható és definiálható egy relatív korokat tartalmazó földtörténeti időskálán. Az egymással kapcsolatban lévő magmás és üledékes kőzetek relatív kora ugyancsak megállapítható. A természetes radioaktivitáson alapuló kormeghatározási módszerek viszont alkalmasak a magmás kőzetek abszolút korának meghatározására is. A kronosztratigráfia a relatív időskálák abszolút korának megállapítását jelenti a rétegtanilag meghatározott helyzetben lévő magmás kőzetek abszolút korának mérésével.

VULKÁNI KŐZETEK KITÖRÉSÉNEK KORA: A földfelszín közelébe jutó forró magmába atmoszférikus Ar épül be. A gyors lehűlés miatt lényegében a kitöréssel egy időben a kőzetben elkezdődik a $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ felhalmozódása.

MÉLYSÉGI MAGMÁS KŐZETEK BENYOMULÁSÁNAK IDEJE: A nagy mélységbe benyomuló nagyobb magma test kihűlése földtanilag hosszú ideig tarthat, ezért a kormeghatározását több olyan ásványon is célszerű elvégezni, amelyek K/Ar rendszere eltérő hőmérsékleten záródik.

KŐZETEK ÁTKRISTÁLYOSODÁSÁNAK (METAMORFÓZIS) KORMEGHATÁROZÁSA: Magas hőmérsékleten új ásványok keletkeznek, a lehűlés során ezek K/Ar rendszere többnyire eltérő

hőmérsékleten záródik. Ez a metamorfózist követő lehűlés folyamatának datálását teszi lehetővé.

KISFOKÚ METAMORFÓZIS (T(MAX): 350-400 °C) KORMEGHATÁROZÁSA: A viszonylag alacsony hőmérsékleten kevés és kisméretű új ásvány képződik, emellett az idősebb ásványok kora gyakran nem nullázódik teljesen. Emiatt a koradatok értelmezése nehezebb, és szempontjai sem tisztázottak még teljesen.

ÉRCESÉDÉS KORA: Ha az érces ásvány tartalmaz káliumot, akkor datálásával az ércesedés kora közvetlenül tanulmányozható (pl. a kriptomelán az úrkúti Mn-ércben). Ha az érces ásvány nem tartalmaz káliumot, akkor a vele egy időben keletkező káliumtartalmú ásványok használhatók kormeghatározásra, pl. Kárpátalja aranyércesedéséhez alunit ásvány kapcsolódik, továbbá hidrotermális folyamatokban igen gyakran keletkeznek agyagásványok.

ÖSFÖLDRAJZI PROBLÉMÁK VIZSGÁLATA: A lepusztulás, elszállítás és lerakódás során a K/Ar kor alig változik, az üledékek „kora” a lepusztulás helyére jellemző.

TEKTONIKAI FOLYAMATOK KORVISZONYAINAK TANULMÁNYOZÁSA

Nagy mélységből gyorsan kiemelkedő kőzetek ásványai a kiemelkedés idején záródnak. A Kárpát-medencében és környékén pl. variszkuszi korú (350-300 millió éves) kőzetek egy része csak 150-15 millió éve emelkedett ki. Ha pedig nagyobb kőzettestek egymás mellett csúsznak el, a nyírási zónában felörlődnek, a zónában megjelenő folyadékok hatására új ásványok keletkeznek, amelyek datálásával a nyírás ideje megbecsülhető.

Kisebb lemezdarabok forgása, csúszása, kibillenése stb. minden esetben bizonyos időhöz köthető folyamatok. A koradatok birtokában az eredeti szerkezeti állapot rekonstruálható.

GEODINAMIKAI MODELLEK A RADIOMETRIKUS KORADATOK TÜKRÉBEN

Bármely vulkáni vonulat mentén végzett szisztematikus geokronológiai munka, alapját képezi a hegységszerkezet kialakulását MEGMAGYARÁZÓ GEODINAMIKAI MODELLNEK.

PETROGENETIKAI VIZSGÁLATOK AZ IDŐ FÜGGVÉNYÉBEN

A különböző kémiai összetételű magmák kialakulásának időbeli vizsgálata (pl. normál- és adakitos mészkalkáli kőzetek elkülönítése az Erdélyi-szigethegységben)

ELŐNYEI ÉS HÁTRÁNYAI

A fentiekben felsorolt széleskörű alkalmazási lehetőségek mindenképpen a módszer előnyös oldalát erősítik, vagyis számos földtani probléma megoldásába közvetlenül bevethető a K/Ar módszer.

Bizonyos esetekben olyan finom szemcsés (pl. agyagos ásványfrakciók) minták is mérhetők konvencionális K/Ar módszer segítségével, amikor az Ar/Ar módszer ugyanazon mintán értelmezhetetlen koradatot szolgáltat (pl. lásd Erdélyi-Szigethegységben érces területen a szericit mérése K/Ar és Ar/Ar módszerekkel (Alderton et al., 2010)).

A méréshez nem kell a mintákat besugározni reaktorban, ami egyrészt csökkenti az analitikai munka költségeit, valamint nem okoz problémát a besugárzás után radioaktívvá vált mintáknak a tárolása.

A módszernek talán a leglényegesebb előnye – a káliumnak, mint fő közetalkotó elemnek a nagy gyakoriságából adódóan –, hogy rendkívül sokféle közet-, illetve ásványminta esetében alkalmazható.

Továbbá az argon izotóparányában bekövetkező gyors változás miatt már néhány 100.000 éves minta esetében is alkalmazható.

A K/Ar módszer hátrányát jelenti a nagyobb mintamennyiség szükséglete. Analitikai szempontból a káliumtartalom mérésével – az Ar/Ar módszerrel összehasonlítva – nő a K/Ar korral együtt megadott analitikai hibának az értéke.

2.4. A HARMADIDŐSZAKI MAGMÁS KÖZETEK KORMEGHATÁROZÁSÁNAK ELŐFELTÉTELEI ÉS MÓDSZERTANI SAJÁTOSSÁGAI

Lávaközetek és vulkáni törmelékes közetek K/Ar kormeghatározásának módszere és szempontjai: a vulkáni közetek kronológiai kutatásának módszere, a koradatok értelmezésének szempontjai mások, mint a metamorf és mélységi magmás közetek esetében. A különbség oka részben az alkotó ásványok argonmegtartó képességének részben a képződés körülményeinek különbségében rejlik.

Az alacsony hőmérsékletű földpátokkal ellentétben a harmadkori vulkáni közetek földpátjai és plagioklászai jól megtartják argontartalmukat. Az idősebb földpátok és plagioklászok szintén megőrzik argontartalmukat, amennyiben K_2O tartalmuk 8%-nál magasabb, vagy 0,8%-nál alacsonyabb. Harmadkorúnál idősebb, közepes K_2O tartalmú földpátok gyakran veszítenek argontartalmukból, ez az effektus valószínűleg szételegyedésének tulajdonítható.

A vulkáni üveg alkalmassága kormeghatározásra megnyugtató módon még nem tisztázott. Kétségtelen, hogy utóhatásokra rendkívül érzékeny, ugyanakkor – különösen a harmadkorú-nál nem idősebb vulkáni üveg – sok esetben helyes radiometrikus koradatot szolgáltat. Utólagosan ércesedett területen az üvegmintákon mért radiometrikus korok a kőzetképződés és az ércesedés kora között ingadoztak, így nem zárható ki, hogy az üvegen mért irreálisan fiatal K/Ar korok is rendelkeznek bizonyos földtani jelentéssel (lásd később a „Jastrabá Formáció vizsgálata” című fejezetben) (Pécskay és Lexa, 2010).

A vulkáni kőzetek további kőzetalkotó ásványai közül a biotit és az amfibolok argonmegtartó képessége igen jó. A piroxének alkalmassága bizonytalan, de rendkívül alacsony K tartalmuk miatt K/Ar kormeghatározásra csak elvétve használják őket, a teljes kőzeten mért kor kialakításában pedig csak elhanyagolható szerepet játszanak. Ugyanakkor a „többlet argon” jelenlétének hasznos indikátora lehet egy adott kőzeten belül.

Mindezek alapján a harmadkorinál nem idősebb vulkáni kőzetek teljes kőzetként is alkalmasak K/Ar kormeghatározásra, megbízhatóbb koradatok jobban kristályosodott minták esetében remélhetők. Idősebb kőzeteket ajánlatos szeparált ásványfrakciók segítségével vizsgálni, vagy ha erre nincs lehetőség az eredmények értelmezésekor nagyobb súllyal kell figyelembe venni az argonveszteség lehetőségét.

Xenolitok jelenléte gyakran megnehezíti a vulkáni kőzetek vizsgálatát. A vulkáni csatorna falából letöredező idősebb kőzetdarabok a gyors lehűlés miatt nem gázosodnak ki, s a vulkáni anyaghoz hozzákeveredve a földtani kornál idősebb radiometrikus kort eredményeznek. A xenolitok által okozott hiba a vizsgálatra kiválasztott minták gondos kőzettani vizsgálatával kerülhető el. Az idősebb idegen anyag jelenléte miatt a piroklasztikumok mint teljes kőzetek kormeghatározásra nem használhatók.

Riolit és dácittufák kora szeparált ásványok (biotit, szanidin, plagioklász) segítségével határozható meg. A Kárpát-medencében jelentős elterjedéssel bíró savanyú tufák tanulmányozására leggyakrabban biotit használható, ami több szempontból alkalmasabb a plagioklásznál: argonmegtartó képessége valamivel jobb káliumtartalma lényegesen magasabb, s a biotittal szemben a plagioklászok az esetleges xenolitokból is származhatnak. Tapasztalatunk szerint a piroklasztikumokból elválasztott biotitok K/Ar kora gyakran fiatalabb és néha idősebb a földtani kornál. Ez valószínűleg annak következménye, hogy a laza szerkezetű kőzet jobban ki van téve a vizes oldatok bontó hatásának. Ez a hatás legtöbbször a K/Ar kor csökkenésében nyilvánul meg, vermikulitosodáskor azonban a K preferenciálisan távozhat, s ilyenkor a K/Ar kor a földtani kornál idősebb is lehet. A szanidin kormeghatározásra a biotitnál is alkalma-

sabb. Ez magas K tartalmának tulajdonítható, aminek következtében argontartalmának izotóp összetételében már néhány ezer tízezer év alatt is jól mérhető változás jön létre. A hazai riolit-tufák közül sajnos csak nagyon kevés tartalmaz az elválasztáshoz elegendő arányban szanidint. Andezittufákból kormeghatározásra alkalmas ásvány általában nem szeparálható. Az andezittufák korának közelítő meghatározásra vulkáni bombák és blokkok használhatók.

Mélyégi és metamorf kőzetek esetében a hőmérséklet és nyomásviszonyok nagyobb kőzettömegre is közel azonosnak tekinthetők. Ezzel szemben két egymásra települő lávaár, vagy az idősebb vulkáni kőzet és az abba benyomuló telér kora között jelentős korkülönbség lehet. Ezért a vulkáni hegységek kronológiai kutatása igen részletes mintavételt igényel.

A fentiekben röviden összefoglalt tapasztalati tények az egyes konkrét módszertani problémák tárgyalásánál találhatók részletesebben leírva (lásd pl. riolitok, Körmöcbánya; andezit intrúziók, Pieniny-hegység (Birkenmajer és Pécskay, 2000); Szubvulkáni zóna (Pécskay et al., 2007); alkáli bazaltok, Alsó-Szilézia (Birkenmajer et al., 2002a, 2011); stb.).

3. A KÁRPÁT–PANNON-MEDENCE NEOGÉN-KVARTER MAGMATIZMUSÁNAK GEOKRONOLÓGIA VIZSGÁLATA

3.1. KÁRPÁT–PANNON-MEDENCE FÖLDTANI SZERKEZETE ÉS GEODINAMIKAI JELLEMZŐI

A Keleti Alpok, a Kárpátok és a Dinaridák által határolt területen a Kárpát–Pannon térség neogén-kvarter vulkáni képződményei jelentős elterjedéssel bírnak. A felszíni előfordulások mellett ezek a vulkáni kőzetek megtalálhatók a medencékben is fiatal, általában pannóniai korú üledékekkel fedetten.

Az eltemetett vulkáni összletek földtani megismerését a 60-as években mélyített szerkezet- és szénhidrogén kutató fúrások magmintáinak szisztematikus feldolgozása tette lehetővé (pl. Széky Fux et al., 1987, Széky Fux és Pécskay 1991, Zelenka et al., 2005).

A Kárpát–Pannon térség mai tektonikai arculata tulajdonképpen a harmadidőszak során alakult ki. Ennek az összetett, bonyolult folyamatnak egyik legjellegzetesebb kísérő jelensége a területen lejátszódó neogén-kvarter magmatizmus, amelynek részletes geokronológiai vizsgálata a disszertációm fő témakörét képezi. Hangsúlyozni szeretném, hogy sem a geokémiai adatok, sem a geodinamikai modellek értelmezése, illetve részletes ismertetése nem tartozik közvetlenül munkám tárgykörébe, viszont a következő fejezetekben tárgyalt több száz K-Ar koradat földtani jelentősége miatt indokolt ezen nagyszerkezeti modellek elméleti hátterének tömör összefoglalása.

A Kárpát–Pannon térség aljzatát két mikrolemez – litoszfératömb (vagy blokk) – alkotja: a Közép-Magyarországi Vonaltól északra az Afrika-peremi eredetű ALCAPA (Géczy, 1973, Csontos et al., 1992, Csontos, 1995) mikrolemez, míg attól délre az eurázsiai peremről leváló Tisza és Dáciai egységek által alkotott Tisza-Dácia mikrolemez található. Ezeknek a mikrolemezeknek az Eurázsiai lemezhez, illetve az egymáshoz viszonyított mozgásai és belső szerkezetváltozásaik határozták meg a térség fejlődéstörténetét.

Royden (1988), Horváth (1993), Bada és munkatársai (1999) geofizikai adatok alapján a medencében nagymértékű tágulást és a Kárpátokban térrövidülést bizonyítottak, amit a Kárpátok külső íve mentén a krétában és a harmadidőszakban végbemenő dél és délnyugat irányú szubdukcióval magyarázták. A szubdukciós folyamatok tényét a kutatók többsége elfogadja és a Kárpátok ívét követő kréta-paleogén korú flis üledék településével igazolják (Horváth és Royden, 1981, Sândulescu, 1988, Csontos et al., 1992), bár hangsúlyozni kell, hogy mind ez idáig a geofizikusok nem mutatták ki egyértelműen a szubdukciós nagyszerkezet feltételezett

jelenkori maradványait a felső-köpeny szintjén. A szubdukciós hátragördülés (roll back) és szívás (trench suction) hatására a lemeztöredékek (mikrolemezek) keleti irányba mozogtak (Royden et al., 1982, Kázmér és Kovács, 1985), miközben az egységek egymás mellett történő végső elhelyezkedéséig forgó mozgást is végeztek (Balla, 1987). Az elmúlt évtizedek során az egész Kárpát–Pannon térségre kiterjedő szisztematikus paleomágneses mérések adatai a két mikrolemez ellentétes irányú és többszöri rotációját igazolják (Pătraşcu et al., 1994, Márton és Márton, 1996). Fontos megjegyezni, hogy a haladó és forgómozgás együttesen helyenként a kéreg elvékonyodását és nagymértékű megnyúlását eredményezte, amelynek lényeges szerepe lehetett a vulkanizmus kialakulásában és lejátszódásában. Ugyanakkor szükséges azt is kiemelni, hogy a szeizmikus szelvényekből az egyes lemeztöredékek egymás melletti függőleges irányú elmozdulására is lehet következtetni, amelynek eredményeként szintén gyengeségi zónák, és ezzel kapcsolatban, tenziós feszültségtérben végbement olvadás, majd vulkáni tevékenység alakulhatott ki.

Összességében megállapítható, hogy a fentiekben leírt neogéntől a pleisztocénig tartó aktív geodinamikai és tektonikai folyamatok hatása mintegy 20-21 millió éven keresztül döntően mészkáli, kisebb részben alkáli jellegű vulkáni tevékenységet eredményezett (Szabó et al., 1992, Harangi, 2001a, Seghedi et al., 2004a, b, c). A vulkáni tevékenység tér-időbeli fejlődéstörténetére vonatkozóan rendelkezésre álló koradatok alapján (Pécskay et al., 1995a, 2006), a feltételezett szubdukció a Kárpát–Pannon térség északi részén a középső miocénben (14-16 millió év), a középső részen badeni-szarmata emeletekben (12-16 millió év), majd a DK-i területen a szarmatában (11-13 millió év) fejeződött be (Meulenkamp et al., 1996). A Keleti Kárpátokban a körülbelül 10 millió évvel ezelőtt bekövetkezett kollízió (a Tisza–Dácia és az Eurázsiai lemezek ütközése) feltételezése, alapvetően megnehezíti a miocén végén, egészen a kvarterig elhúzódó mészkáli vulkanizmus geodinamikai értelmezését (Harangi és Lenkey, 2007). A szubdukciós folyamatok kollíziót követő elhalása azt eredményezte, hogy a már alábukott lemezrészecskék súlyuknál fogva letörtek a felszínen maradt részükről (slab break off) (Tomek és Hall, 1993). A lemez-letörés időbeliségében a térségen belül jelentős időkülönbség tapasztalható. A vulkáni vonulat nyugati részén már a miocén végén feltételezhető a lemezdarab leválása, míg a Vrancea zóna alatt – a vonulat délkeleti végén – az asztenoszférában függőleges helyzetű litoszférai lemez maradványát valószínűsítik (Oncescu és Bonjer, 1997, Wortel és Spakman, 2000, Sperner et al., 2002, 2004). Meg kell jegyezni, hogy az izotóp-geokémiai adatok alapján Mason és munkatársai (1998) a térség szerkezeti sajátosságait szintén szubdukciós lemez-letöréssel magyarázzák.

Végezetül a fentiekben ismertetett geodinamikai modellekből egyértelműen kitűnik, hogy számos nyitott kérdés vár megválaszolásra a közeljövőben, annak ellenére, hogy évtizedek óta a szubdukciós elmélet általánosan elfogadott modellnek tekinthető a rendkívüli változatossággal bíró mészkalkáli vulkanizmus létrejöttének tárgyalásában.

Nem hagyható figyelmen kívül, hogy a Nyugati Kárpátokban a közelmúltban végzett nagy érzékenységgű geofizikai mérések nem igazolták a feltételezett szubdukálódott litoszféra lemez jelenkori jelenlétét a köpenyben.

Érdemes szólni a fentebb felvázolt, legnépszerűbb geodinamikai modell, jelenleg mindinkább teret hódító alternatíváiról is. Ezzel kapcsolatban két munkát érdemes kiemelni, amelyek az új adatok tükrében más értelmezésekre adnak lehetőséget. Knapp és munkatársai (2005) a mészkalkáli vulkanizmus okaként a szubdukció nélküli aktív litoszféra leszakadását említik. Hasonlóképpen, Grad és munkatársai (2006) elméleti megfontolásai szerint, a lemezek szubdukciója helyett a lemezek egymás melletti elcsúszását valószínűsítik, amelynek következtében a nyírás hatására kialakuló tenziós feszültségtérben vulkáni tevékenység jöhet létre. Az új értelmezések nem előzmény nélküliek, mivel az Erdélyi-Szigethegység neogén vulkánosságát már Roşu et al., (2004) sem kötik szubdukcióhoz (lásd részletesebben később, a 3.12. fejezetben).

3.2. A KÁRPÁT–PANNON TÉRSÉG NEOGÉN-KVARTER VULKÁNI KÖZETEI ÉS AZOK TÉRIDŐBELI ELOSZLÁSA

A Kárpát–Pannon térségben a neogéntől a kvarterig tartó geodinamikai folyamatok által létrehozott változatos vulkáni képződményeket, azok eltérő kémiai összetétele alapján a kutatók többféleképpen csoportosították (Lexa és Konečný, 1974, 1998, Szabó et al., 1992, Harangi, 2001a, Seghedi et al., 2004a, 2005, Harangi és Lenkey, 2007).

A felosztás egyszerű változatát adják (Szabó et al., 1992) elkülönítvén a korai magmás fázisba sorolt, szubdukciós folyamat során keletkezett mészkalkáli kőzeteket a késői magmás fázisba sorolt, lemezen belüli körülmények között képződött alkáli kőzetektől.

A vulkáni kőzeteket kémiai összetételük alapján Harangi (2001a) négy fő csoportba sorolta be:

1. miocén Si-gazdag vulkáni kőzetek,
2. miocén-pliocén káli- és ultrakáli vulkáni kőzetek,
3. miocén-kvarter mészkáli vulkáni kőzetek,
4. késői miocén-kvarter alkáli vulkáni kőzetek.

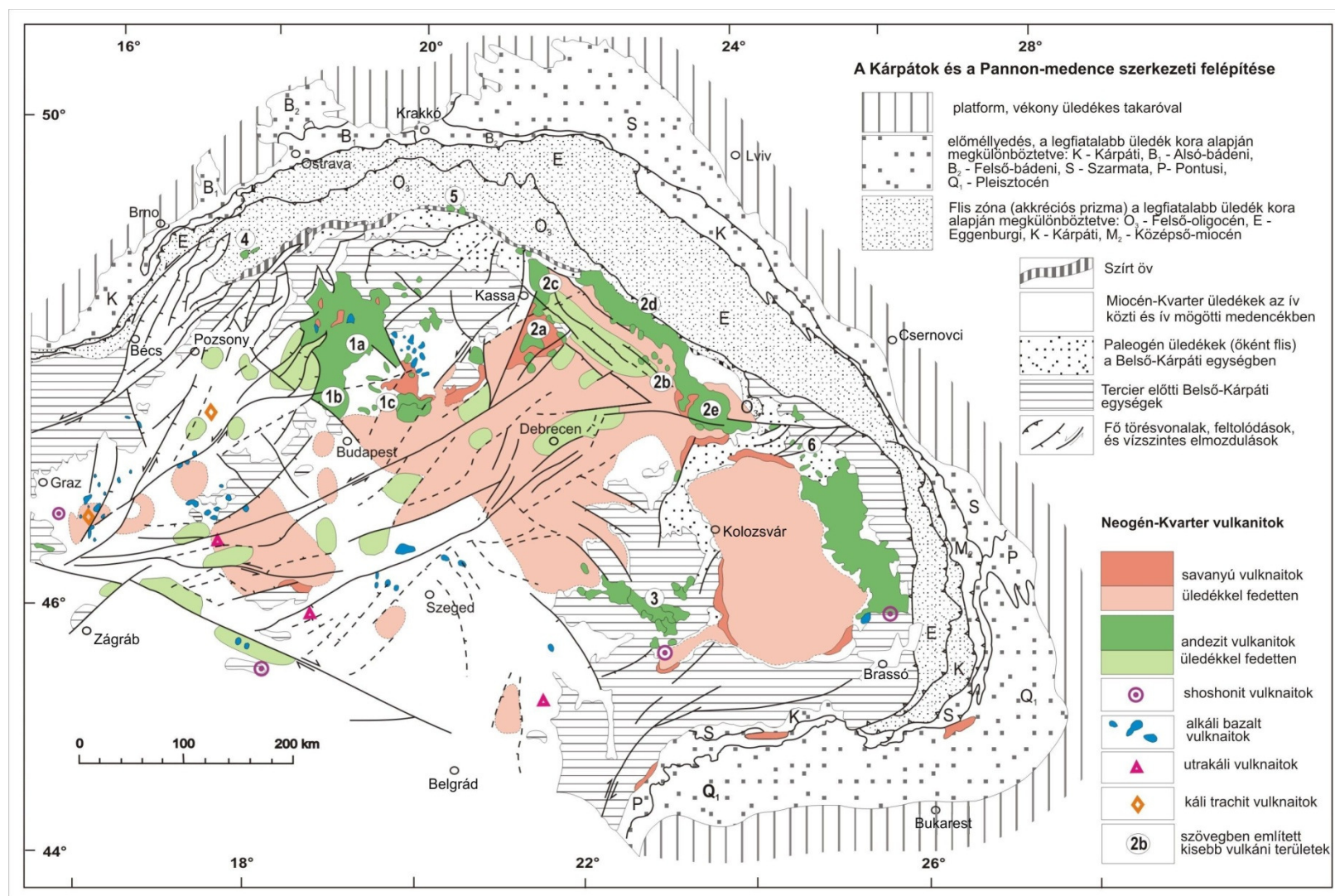
A Harangi (2001a) által javasolt közettani felosztással ellentétben, Seghedi és munkatársai (2004a) a szilíciumban gazdag kőzeteket is a mészkáli csoportba sorolják, továbbá külön tárgyalják a shoshonitos összetételű kőzeteket is. (Lásd 3.1. térkép)

A magmás kőzetek térbeli elterjedésével kapcsolatosan elkülönített szerkezeti egységek felosztásában is eltérő vélemények uralkodnak. A térbeli elterjedés, az időbeliség és a geokémiai adatok alapján Harangi (2001a) és Seghedi és munkatársai (2004a) a Kárpát–Pannon térség vulkáni területeit négy részre/alterületre („szegmensre”) osztották fel, amelyek részben átfedik egymást, viszont lényeges eltérés van a Pannon medence DNY-i peremén előforduló mészkáli vulkáni kőzeteknek a besorolásában, valamint a „Belső szegmens” lehatárolásában és értelmezésében. (Lásd 3.2. térkép)

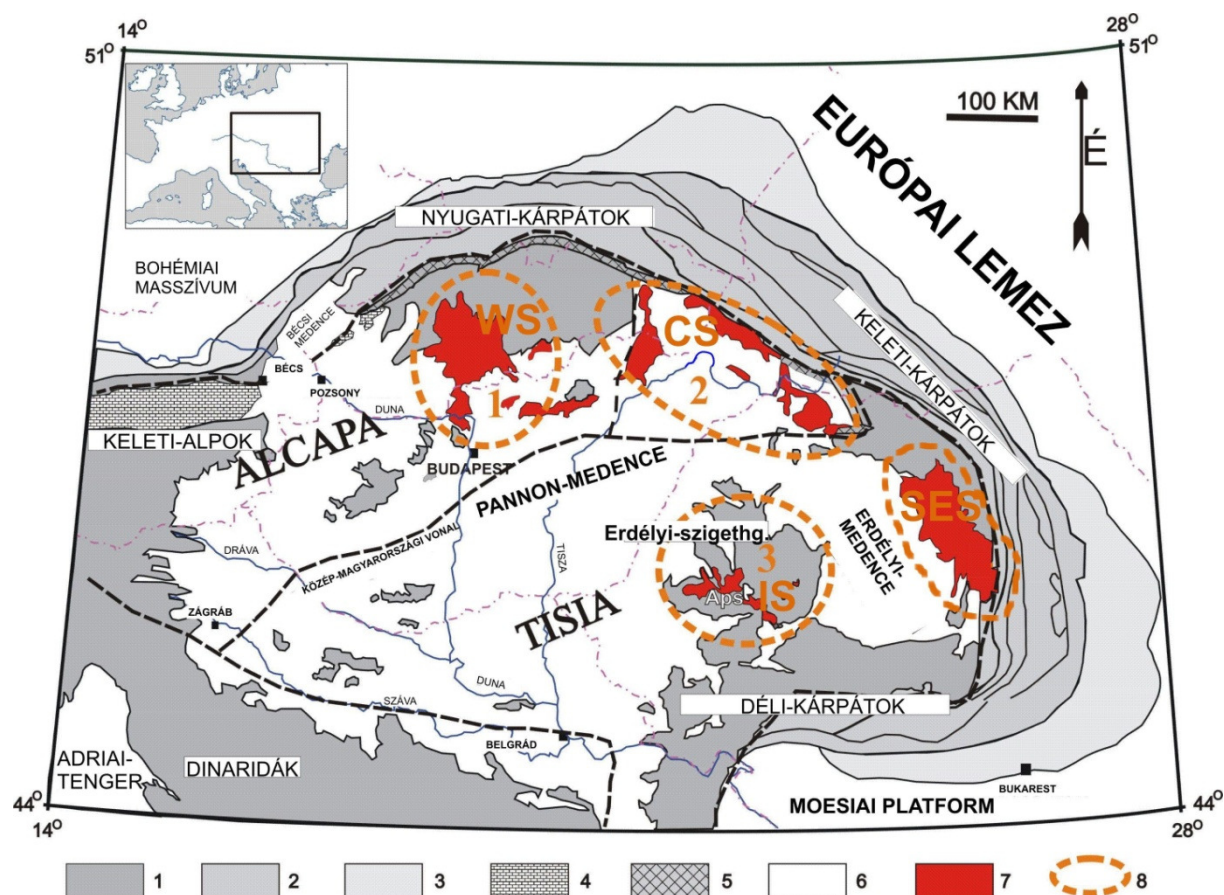
Harangi (2001a) területi elterjedésük és geodinamikai eredetük alapján négy egységre osztotta fel a Kárpát–Pannon térséget:

- 1) a Pannon-medence északi részén húzódó mészkáli vulkáni komplexumok (közép-szlovákiai vulkáni terület, Visegrád-hg., Börzsöny, Cserhát, Mátra és a Tokaji-hg.);
- 2) a Pannon-medence keleti peremén megjelenő mészkáli vulkáni területek (Vihorlát-Beregi vulkáni terület, Avas-Gutin, Kelemen–Görgényi-havasok és Hargita);
- 3) a Pannon-medence belsejében, nagyrészt pannóniai üledékekkel fedetten található neogén mészkáli vulkáni kőzetek (Alföld alatti vulkáni képződmények, Mecsek, „Komlói andezit”, Erdélyi-Érc-hegység);
- 4) a Pannon-medence DNY-i peremén előforduló mészkáli vulkáni képződmények (Pohorjéttól–Baranyáig)

A 3.1. térkép, átfogó képet ad, a medencékben eltemetett nagy vastagságú miocén vulkáni képződmények elterjedéséről is.



3.1. térkép: A Kárpátok és a Pannon-medence szerkezeti felépítése és a neogén-kvarter vulkáni kőzetek elterjedése
(Pécskay et. al, 1995a)



3.2. térkép: A Kárpát-medencében végzett geokronológiai kutatásaim területei,
(Seghedi et al., 2004)

WS–Ny-i szegmens; CS–Középső szegmens; SES–DKD-i szegmens; IS–Belső szegmens) and location of the calc-alkaline volcanic areas (B–Börzsöny, CM–Cserhát-Mátra; Bükk–Bükk; Tokaj–Tokaj; Gu–Gutinski; Brg–Beregovo; Gt–Gutai; Clm–Calimani; SHr–South Harghita; Aps–Apuseni). Alkalic basaltic areas (AB) and Intracarpathian block boundaries (ALCAPA, Zemplin, TISIA) are also shown;

Legend: 1: Inner Alpine Carpathian Mountain belt and Dinarides; 2: Alpine– Carpathian Flysch belt; 3: Carpathian Molasse belt; 4: Calcareous Alps; 5: Pieniny Klippen belt; 6: Neogene– Quaternary sedimentary deposits; 7: Outcropping calc-alkaline volcanic rocks

Seghedi et al., (2004a) a térbeli elhelyezkedés, az időbeliség és a geokémiai tulajdonságok alapján szintén négy „szegmensre” osztották fel a Kárpát–Pannon térség mészkalkáli vulkáni területeit:

- 1) Nyugati Szegmens (közép-szlovákiai vulkáni terület, Visegrádi-hg., Börzsöny, Cserhát, Mátra, Bükkalja, az eltemetett neogén mészkalkáli vulkáni képződmények és a külső-kárpáti intrúzív magmás előfordulások);
- 2) Központi/Centrál-Szegmens (Zemplén, Dési tufa, Tokaji-hg., Vihorlát, Gutin, Kárpátalja, Avas-Gutin és a keleti-kárpáti szubvulkáni övezet);
- 3) DKD-i Szegmens (Kelemen–Görgényi-havasok és Hargita)
- 4) Belső-Szegmens (Erdélyi-középhegység, déli Shoshonitos vulkanizmus).

A Seghedi által alkalmazott csoportosítás (Seghedi et al., 2004a.) előtérbe helyezi a térbeli elhelyezkedést, ezáltal a geodinamikai környezet és a kőzetek képződési korában való változás alapján történő felosztást.

Továbbá lényeges értelmezésbeli különbség van az egyes kutatók esetében a Nyugati Kárpátok mészkalkáli vulkáni területeinek („Nyugati Szegmens”) leírásában is. Lexa és munkatársai, (1993) és Lexa és Konečný (1974, 1998) „areális típusú” andezites vulkáni képződményként említik a Nyugati Kárpátok mészkalkáli vulkáni kőzeteit, ugyanakkor a „Központi”- és a „DK- Kárpáti Szegmensek” képződményeit Lexa és munkatársai, (1993) „ív típusú” andezites vulkáni kőzeteknek nevezik, utalva ezzel a vulkáni szerkezeteket létrehozó geodinamikai körülményekre.

Az előzőekben vázolt, a különböző kutató csoportok által általánosan elfogadott és a szakirodalomban alkalmazott közzétani- és területi felosztásban megmutatkozó eltérő vélemények miatt szükséges kiemelnem, hogy a következetesség és az egyértelműség érdekében jelen dolgozatomban Kárpát–Pannon térség neogén kvarter vulkáni kőzetek területi elterjedéséről minden esetben a Pécskay et al., (1995a, 2006) és Seghedi et al., (2004a, b) összefoglaló cikkeiben közölt közzétani besorolást és területi egységek elkülönítését veszem figyelembe (3.1. ábra, 3.2. ábra).

3.2.1. A MÉSZALKÁLI SAVANYÚ KŐZETEK TÉR-IDŐBELI ELTERJEDÉSE

A miocén mészkalkáli vulkanizmus kezdetét jelentő körülbelül 21 millió évvel ezelőtt, és a szarmata/pannoniai emelethatár közelében kb. 11 millió évvel ezelőtt befejeződő óriási térfogatú Si-gazdag vulkáni összlet ismétlődő robbanásos kitörések során képződött. A robbanásos

vulkáni kitörések mechanizmusától függően, különböző mértékben összesült, gyakran jelentős horzsakőtartalmú piroklaszt ár eredetű kőzetek (ignimbritek), vagy/és ugyan ehhez a vulkáni fázishoz kapcsolódó piroklaszt szórásból származó rétegek (pliniusi típusú hullott riolitufák) is keletkeztek (Pantó, 1962, Capaccioni et al., 1995, Szakács et al., 1998, Harangi et al., 2000). Ezek a vulkáni termékek elsősorban a Pannon medence mélyebb árkaiban halmozódtak fel és maradtak meg, gyakran több száz méter vastagságot is elérve, de megtalálhatók felszíni feltárásokban, leggyakrabban a medencék peremén (pl. Bükkalja) és völgyekben. Esetenként az ignimbritek előfordulása földtanilag lehatárolható vulkáni szerkezetekhez (kalderák) köthető (Szakács et al., 1998). Meg kell jegyezni, hogy gyakori problémát jelent a különböző kitörési fázishoz kapcsolódó vulkáni anyagszolgáltatás termékeinek elkülönítése, mivel az egyes tufaszórások kitörési centruma sokszor ismeretlen, főleg a vulkáni összletek rossz feltártsága miatt (Szakács et al., 1998). Rétegtani jelentőségüknél fogva a riolituffa szintek komplex vizsgálata az elmúlt évtizedekben fontos szerepet játszott a földtani kutatásokban.

A korai kutatások eredményei alapján a mintegy 10 millió év alatt lerakódott összetett tufasorozaton belül eredetileg három tufaszintet különítettek el: „Alsó-”, „Középső-” és „Felső-” Riolituffa Szint (Noszky, 1930, Hámor et al., 1980, Hámor., 1985, 1997, Ravasz, 1987).

Az újabb földtani, rétegtani és radiometrikus koradatok alapján a riolituffa szórásokhoz köthető vulkáni termékeknek a korábbiakban definiált három „tufaszintbe” való besorolása, illetve felosztása határozottan megkérdőjelezhető. A rendelkezésre álló adatok, rövidebb-hosszabb megszakításokkal, vagy éppen különböző kitörési centrumból származó, közel egyidejűleg végbemenő, eltérő sajátságokkal bíró vulkáni kitörésekre engednek következtetni (Márton és Pécskay, 1998, Póka et al., 1998, Szakács et al., 1998, Gméling et al., 2000, Harangi et al., 2000, Karátson et al., 2000). Példaként megemlíthető az „Alsó Riolituffa Szintbe” sorolt reprezentatív mintáknak a K/Ar és Ar/Ar kora, amelyek 17-21 millió év közötti korokat adnak. Ez a kb. 4 millió év időintervallum nyilván nem magyarázható az analitikai- és földtani hibával kapcsolatos szórással (Pécskay et al., 1995, 2006, Pálffy et al., 2007). A számos K/Ar koradat alapján, amelyeket a „Középső Riolituffa Szintbe” sorolt kőzetmintákon határoztunk meg, szintén több kitörési ciklus tételezhető fel és valószínűleg, mint legintenzívebb vulkáni fázis, a legnagyobb elterjedést mutató ignimbrit/riolituffa összletet jelenti. Hasonló problémát vet fel a Tokaji-hegység „Felső Riolituffa Szintbe” sorolt riolitos vulkanizmusa, amely lényegében kitölti a teljes szarmata emeletet (Pécskay et al., 1986, Pécskay és Molnár,

2002). A szomszédos Kárpátalján az üledéssel fedett riolittufák/ignimbritek kora szintén 13,5-11,0 millió év között változik (Pécskay et al., 2000, Seghedi et al., 2001).

Az Erdélyi-medencében általában áthalmozott településben és nagy vastagságban, a „Dési Tufa” és annak délkeleti megfelelője, a Persányi tufa fordul elő. Ennek a jellegzetes kitörési sorozatnak a feltételezett kitörési centruma, a vulkanológiai és szedimentológiai vizsgálatok alapján, Erdély ÉNy-i részén vagy Kárpátalja területén valószínűsíthető (Szakács, 2000, Szakács és Fülöp, 2002). A tufaszórás ideje a K/Ar és Ar/Ar koradatok alapján a legújabb biosztratigráfiai adatokkal összhangban a badeni emeletbe (kb. 15 millió év) tehető (Szakács, 2000, Szakács et al., 2012).

Végezetül érdemes megemlíteni, hogy a korszerű rétegtani vizsgálatokból levont következtetések alapján indokoltnak látszik egy negyedik ún. „Legfelső Riolittufa Szint” bevezetése, amelynek előfordulását az eddigiek során elsősorban mélyfúrásból sikerült leírni (Jámbor, 1989).

ÉK Magyarországon a Borsodi-medencétől keletre, a Cserháton keresztül haladva és a Tokaji-hegység Ny-i peremén mélyített fúrások (pl. Hidasnémeti-I.) rétegsorai alapján igazolható az alsó-pannóniába sorolt „Legfelső Riolittufa Szint” jelentése. A Pannon-medence belsejében szintén számos mélyfúrás (pl. Bácsalmás-1., Nagykozár-2., Paks-2., stb.) harántolta ezt a lito- és biosztratigráfiai adatok alapján „legfiatalabbnak” tartott riolittufaszórás termékeit (Jámbor, 1989). Ugyanakkor azt is meg kell mondani, hogy mind ez idáig sajnos nem állnak rendelkezésre megbízható radiometrikus koradatok ennek a tufaszórásnak a korára vonatkozóan.

3.2.2. A MÉSZALKÁLI INTERMEDIER VULKÁNI KÖZETEK TÉR-IDŐBELI ELTERJEDÉSE

A mészkalkáli intermedier vulkáni tevékenység termékeit a Kárpátokban és a belső Kárpáti területeken főleg andezitek és dácitok, kisebb térfogatban bazaltos andezitek és mészkalkáli bazaltok alkotják (Póka, 1968, Kubovics és Pantó, 1970, Varga et al., 1975, Szabó et al., 1992, Konečný et al., 1995a, Harangi et al., 1999, Karátson et al., 2000, Pécskay et al., 1995a,b, 2006). A vulkáni ív mentén ezek a kőzetek változatos vulkáni szerkezetekben, leggyakrabban rétegvulkánokban, lávaárak, extrúzió dómok, szubvulkáni testek, intrúziók és piroklasztitok formájában jelentkeznek. A Tiszántúl északi részén telepített mélyfúrások a pannóniai üledékek alatt néhány esetben több ezer méter vastagságban harántolták a Kárpátok

felszíni előfordulásaiból ismert, hasonló kőzettani sajátosságokkal rendelkező miocén andeziteket és dácitokat (Széky-Fux és Pécskay 1991, Széky-Fux et al., 1987, Zelenka et al., 2005).

A Pannon-medence DNY-i részén egymástól elszigetelt földtani környezetben általában kisebb térfogatú andezit testek ismertek. A Pohorje és a Mecsek közötti területen csak elszórtan találhatók felszíni kibúvások, de a Dráva–Száva süllyedékben a szénhidrogénkutató mélyfúrások szintén jelentős vastagságban tárták fel a miocén vulkáni képződményeket (Pamić et al., 1995, Trajanova et al., 2008, Pécskay et al., 2006). Ennek a magmás tevékenységnek a fejlődéstörténetében három vulkáni fázis különíthető el:

- a korai miocénben kezdődött (22,0-18,0 millió év),
- a badeni emeletben folytatódott (15,0-13,0 millió év) és
- a késő miocénben (9,0-7,0 millió év) fejeződött be (Pamić és Pikija, 1987, Pamić et al., 1995)

A K/Ar adatbázis alapján szembevetendő, hogy az első vulkáni fázisba sorolt andezitek részben egyidősek, illetve esetenként idősebbek (18-22 millió év), mint a Kárpát–Pannon térség miocén vulkanizmusának kezdetét jelentő savanyú mészkalkáli vulkáni kőzetek. Földtani jelentőségüket illetően a legidősebb andezitek esetében (~22 millió év) nem dönthető el egyértelműen, hogy azok a harmadidőszaki eocén-oligocén vulkanizmus végéhez köthetők, vagy valóban a miocén vulkanizmus kezdetét jelentik.

Összefoglalva megállapítható, hogy az andezitek és dácitok keletkezési kora 17,0-11,0 millió év intervallumon belül, gyakran egyidejűséget mutat a savanyú mészkalkáli vulkáni kőzetek keletkezési korával, míg a szarmata/pannóniai emelethatár közelében (~11 millió év) megszűnő riolitos vulkánosság után az intermedier vulkanizmus esetében egészen a kvarterig elhúzódó, rövid vulkáni csendekkel megszakított, lényegében folyamatos magmás tevékenységről beszélhetünk (Pécskay et al., 1995a,b, 2006).

3.2.3. A SHOSHONITOK, KÁLI- ÉS ULTRALKÁLI KŐZETEK, VALAMINT AZ ALKÁLI BAZALTOS KŐZETEK TÉR-IDŐBELI ELTERJEDÉSE

A shoshonitok, káli- és ultralkáli kőzetek, kis térfogatú vulkáni testeket alkotva, elszórtan jelennek meg a Kárpát–Pannon régióban (3.1. térkép). Shoshonitos kőzetek a térség nyugati részén a Stájer medencében (Poultidis és Scharbert, 1986) és a Dráva-medencében (Pamić et al., 1995, Pamić és Pécskay, 1996), a keleti részen pedig az Erdélyi-Szigethegységben (Roşu et al., 2001) és a Dél-Hargitában ismeretesek (Seghedi et al., 1987, 2004a). A nyugati és keleti

részen feltárt shoshonitok képződési kora nagymértékben eltér egymástól. A nyugati részen található shoshonitok túlnyomórészt a középső miocénben (13-17 millió év) keletkeztek (Harangi et al., 1995a, Pamić et al., 1995, Balogh et al., 1994), míg a keleti részen kibukkanó shoshonitos vulkáni testek mintegy 2 millió évvel ezelőtt kerültek felszínre (Savu et al., 1994, Pécskay et al., 1995b). A fiatal shoshonitokkal egyidős képződmény a Kárpát–Pannon térségben egyedüli előfordulásként, felszín közelben fúrással feltárt leucitit (2,1 millió év, Szederkényi, 1980, Balogh et al., 1986).

Kálitrachitos és ultrakáli kőzetek a Kárpát–Pannon térség DNy-i részén ismertek, de jelentős vastagságú kálitrachitos összletet harántolt a Kisalföldön telepített mélyfúrás is (Harangi et al., 1995). Az izotóp geokémiai adatok alapján a káli- és ultrakáli magmás kőzetek a Pannon-medence extenziója során alakultak ki, a köpeny-litoszféra metasztatizált részeinek megolvadásával (Harangi, 2001a).

A Pannon-medencében az utóbbi évek egyik legizgalmasabb földtani felfedezése Bánáthoz köthető, amely egy fúrási projektnek köszönhető. Gátalja (Gataia) településhez közeli Sumiga-hegyen telepített fúrás 198,0 m-en, ebben a térségben ismeretlen kőzetfajtát, teljesen üde ultrakáli kőzetet (lamproite) harántolt, amelynek a K/Ar kora; $1,32 \pm 0,06$ millió évnak adódott (Seghedi et al., 2006, 2008).

Ez a koradat hasonló a körülbelül 100 km-re ÉK-i irányban, Lukácskőn (Lucaret) feltárt alkáli bazalt korával (2,5 millió év), de a két kőzet esetében a geokémiai adatok egyértelműen eltérő magma genesisre utalnak (Downes et al., 1995b).

A mészkáli vulkáni tevékenység befejeződése után a kéregtágulást és a medence kialakulását követően, a köpeny felemelkedése és az asztenoszféra részleges megolvadása következtében a késő miocén-kvarter időszakban a Kárpát–Pannon régió különböző területein (3.1. térkép) alkáli mafikus magmák törtek fel, alkáli bazaltos vulkanizmust eredményezve (Embey-Isztin és Dobosi 1995, Harangi 2001b, Seghedi et al., 2004b).

A változatos összetételű magma különböző típusú alkáli kőzeteket eredményezett (pl. nefelin bazanit, alkáli bazalt, nefelin tefrit, trachibazalt, olivin tholeit, hawaiiit, stb.), uralkodóan kisméretű monogenetikus vulkánokat, vulkáni mezőket hozva létre (Embey-Isztin et al., 1993, Dobosi et al., 1995, Downes et al., 1995b, Harangi et al., 1995b, Lexa et al., 2010). A vizsgált vulkáni területeken a bazaltos magma a felszínre törve leggyakrabban maarokat, diatrémákat, tufa- és salakkúpokat, valamint eltérő vastagságú lávafolyásokat alakított ki (Németh et al., 2003a).

A tipikus lemezen belüli alkáli bazaltvulkanizmus Burgenlandon és a Duna–Tisza között kezdődött a késő miocénban (kb. 10 millió éve, Balogh et al., 1986). A legrészletesebben megkutatott és legjelentősebb elterjedéssel bíró alkáli bazaltos vulkáni terület a Balaton-felvidéken található. A magmatizmus kezdetét jelentő legidősebb kitörés a Tihanyi-félszigeten 7,5 millió évvel ezelőtt játszódott le (Balogh és Németh, 2005, Németh et al., 2001) és mintegy 5 millió éven keresztül tartó vulkáni anyagszolgáltatás után, kb. 2 millió évvel ezelőtt fejeződött be (Balogh et al., 1982, 1986, Balogh és Pécskay, 2001, Wijbrans et al., 2005). A radiometrikus koradatok alapján megállapítható, hogy a Balaton-felvidék, a Bakony és a Kisalföld vulkánossága lényegében a burgenlandi és stájerországi alkáli vulkanizmus szünetében zajlott le (Balogh et al., 1994). Az elmúlt évtizedekben végzett szisztematikus terepi és térképezési munkák eredményeként több összefoglaló tanulmány jelent meg a Balaton-felvidék bazaltos vulkáni tevékenységének vulkanológiai rekonstrukciójáról (pl. Németh és Martin, 1999, Harangi, 2001b, Németh et al., 1999)

A magyar-szlovák országhatár mentén, a Nógrád–Gömör vulkáni területen az alkáli bazaltos vulkanizmus 8,0 millió évvel ezelőtt kezdődött – közvetlenül a mészkalkáli bazaltos andezitek kitörése után – és rövid vulkáni szüneteket követően folytatódott egészen a kvarterig (0,13 millió év, Šimon és Halouczka, 1996)

A körülbelül 8 millió éven keresztül lejátszódó vulkanizmuson belül a földtani- és a K/Ar koradatok alapján 7 vulkáni fázis különíthető el (Konečný et al., 1995b, Balogh et al., 1994, Konečný et al., 1999a, 1999b, Seghedi et al., 2004a).

A Kárpát–Pannon régió keleti részén csupán két előfordulása ismert az alkáli bazaltoknak: a Persányi-hegységben és a Bánságban (Lukácskő és Sanovita). A Persányi-hegységben feltárt vulkanitok képződési kora gyakorlatilag megegyezik a Dél-Hargita déli részén, a felszínen található mészkalkáli- és shoshonitos kőzetek képződési korával (1,5-0,5 millió év; Seghedi et al., 1987, 2001, Downes et al., 1995a, b, Panaiotu et al., 2004)

Az Erdélyi-Szigethegységtől DNy-ra fekvő bánsági területen Lukácskőnél és Sanovitánál kibukkanó alkáli bazaltok kora 2,5-2,9 millió évre tehető (Pécskay et al., 1995a, 2006, Downes et al., 1995b).

A fentiekben leírt alkáli bazaltok közös jellemzője, hogy a felső-köpenyből származó bazaltos magma általában gyorsan eléri a felszínt, magukkal szállítván különböző típusú köpeny eredetű zárványokat. Következésképpen, a legprimitívebb alkáli bazaltok és a köpenyzárványok részletes vizsgálata alapadatokat szolgáltat a felső-köpenyben lejátszódó folyamatokról, illetve az elsődleges olvadékok összetételéről (Embey-Isztin et al., 1993, Downes et al., 1992,

Vaselli et al., 1995, Dobosi et al., 1995, Szabó et al., 1995a, Demény et al., 2004, Dobosi et al., 2010, Szabó et al., 2004, Zajacz et al., 2007).

3.3. A K/Ar MÓDSZERES VIZSGÁLATOK ÚJABB EREDMÉNYEI

3.3.1. A SELMECI-KÖRHEGYSÉG FÖLDTANI ÉS SZERKEZETI FELÉPÍTÉSE/CENTRAL SLOVAK VOLCANIC FIELD (CSVF)-NYUGATI SZEGMENS

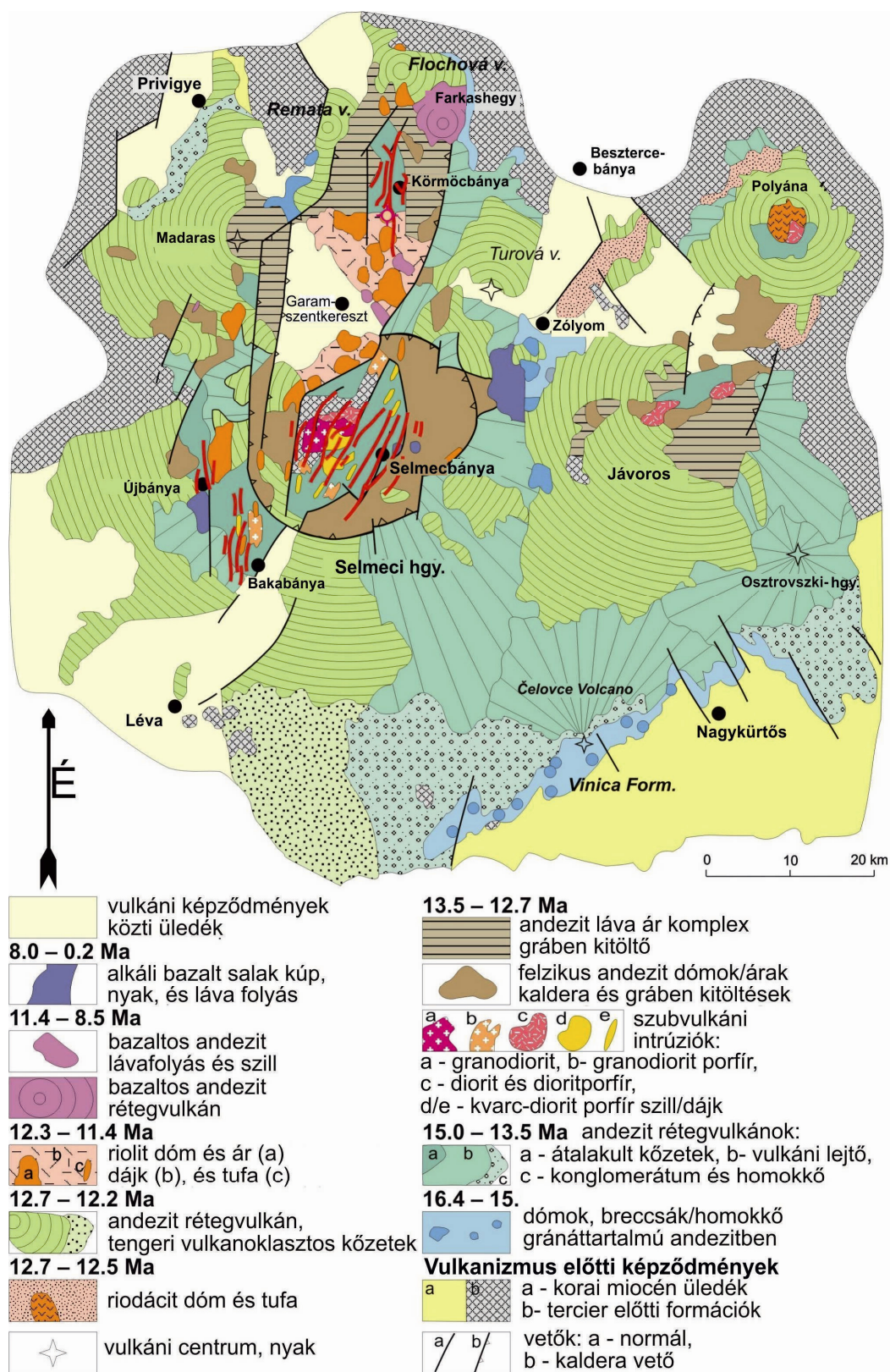
A Nyugati Kárpátok („Nyugati Szegmens”) mészkáli magmatizmusának geodinamikai leírásában eltérő vélemények találhatók. A korábbi években általánosan elfogadott nagyszerkezeti modellekben a vulkáni tevékenység okát a paleogéntől a korai-középső miocénig tartó szubdukcióval magyarázták (Jiriček 1979, Meulenkaamp et al., 1996). Ugyanakkor érdemes megjegyezni, hogy Lexa és Konečný (1974,1999), Lexa és munkatársai (1993), valamint Konečný és munkatársai (1995a) geodinamikai modelljükben a Nyugati Kárpátok mészkáli vulkanizmusát a Pannon medence extenziójával és kivékonyodott litoszféra alatt az asztenoszféra anyag diapírszerű felemelkedésével magyarázták. Ezt az elméleti leírásmódot látszik megerősíteni Grad és munkatársainak (2006) a legújabb geofizikai mérési eredményekből levont következtetése, amely szerint nem történt déli irányú szubdukció ebben a térségben.

A petrogenetikai modellekben felhasznált analitikai adatok értelmezése szerint közvetlenül a litoszféra elvékonyodása okozta a litoszféra köpeny részleges olvadását, amit nagymértékben elősegített az asztenoszféra hőhatása is (Harangi és Lenkey, 2007). A jelentős mértékű litoszféra elvékonyodás a Pannon-medence szín-rift fázisában következett be, amely a nagy-energiájú, robbanásos riolitos vulkáni kitöréseket eredményezte, majd ezt követően a litoszféra fokozott elvékonyodásával már az intermedier mészkáli vulkanizmus az uralkodó magmás tevékenység (Lexa és Konečný,1998). Meg kell említeni, hogy Harangi és munkatársai (1998), és Harangi (2001b, 2002) szintén szín-extenziós vulkáni területekként tárgyalják a Nyugati Kárpátok neogén vulkáni szerkezeteit.

A Közép Szlovákiai Vulkáni Terület a 3.3. térképen látható vulkáni komplexumok együttesét jelenti. Ezek a vulkáni szerkezetek részben sekély tengeri, részben szárazföldi környezetben alakultak ki. A vulkanizmus során extrúzív dómok és az ezekhez kapcsolódó piroklaszt breccsák, lávafolyások, hialoklasztitok, valamint intrúzív magmás testek keletkeztek (Konečný 1971, Konečný et al., 1983, 1995a). Ásvány- és kőzettani szempontból főleg

piroxén- és piroxénamfibolandezitek képezik a vulkáni sorozat fő tömegét, de esetenként dácitos kőzetek is előfordulnak. Az extrúzív dómoknak a biotitamfibolandezit a legjellemzőbb alkotó kőzete. Meg kell jegyezni, hogy mind a magyar-, mind a szlovák oldalon a neogén mészkáli vulkanizmus kezdeti fázisához kapcsolódóan, rendkívül jellegzetes és gyakori az esetenként centiméter nagyságot meghaladó gránát fenokristályokat tartalmazó andezitek, dácitok és riolitok megjelenése (Embey-Isztin et al., 1985, Lantai 1991, Harangi 2001b). A gránátos kőzetek területi elterjedése sokkal jelentősebb a felszíni kibúvásokból ismert adatoknál, mivel a mélyfúrások számos területen elérték a gránátos andeziteket a különböző vastagságú, fiatalabb vulkáni sorozat kőzetei alatt.

Kisebb gyakorisággal bár, de különösen Garamszentkereszt (Ziar n. Hronom) és a Farkashegy környékén (Vlci vrch) jól ismertek a bazaltos andezitek felszíni feltárásai. A mészkáli vulkanizmus paroxizmusát követően a vulkáni terület nyugati részén riolitos kőzetek kerültek a felszínre (Lexa és Konečný, 1998), amelyeknek jellemző fenokristályaik az amfibol, biotit, plagioklász, káliföldpát és a kvarc. A magas Al-tartalmú bazaltok és bazaltos andezitek a legintenzívebb extenziós fázisban képződtek (8,2-11,3 millió év). Ezek a kőzetek általában porifíros szövetű, olivin-augit bazaltok és bazaltos andezitek, amelyeknek a területen való megjelenésük a neogén mészkáli magmás tevékenység elhalását jelenti. A mészkáli bazaltos kitöréseket rövid vulkáni csend követte, majd ezen a területen, a megváltozott geotektonikai- és geokémiai környezetben alkáli bazaltos vulkanizmus kezdődött (8 millió év), különböző, jellegzetes vulkáni formákat felépítve (salak kúpok, maarok, stb.). Ezen a területen az utolsó alkáli bazaltos vulkáni kitörés – amely egyben az egész Kárpát-medence legfiatalabb alkáli magmás tevékenysége – a pleisztocénban játszódott le (0,2 millió év) a kisméretű Putikov Vrsok monogenetikus vulkán (salakkúp és hozzátartozó lávamező) jóvoltából (Simon és Halouzka, 1996).



3.3. térkép: A közép-szlovákiai vulkáni terület (Selmeci-körhegység vulkánjai) szerkezeti felépítése (Konečný és Lexa, 1995 alapján; korok Chernyshev et al., in press alapján).

3.3.2. A VIZSGÁLT TERÜLETEK TUDOMÁNYTÖRTÉNETI HÁTTERE

A Nyugati Kárpátok neogén vulkáni területein, magyar oldalon részletes terepi és kronológiai munkát végeztem a Börzsönyben, Cserhátban, Mátrában és a Bükkalján. A legalkalmasabb kőzetminták begyűjtésében és az analitikai munkára való kiválasztásában, Póka Terézia (GKL), Mártonné Szalay Emőke (ELGI), Zelenka Tibor (Magyar Geológiai Szolgálat), Szakács Sándor és Ioan Seghedi (Román Geodinamikai Intézet) és Karátson Dávid (ELTE) kollégáim voltak segítségemre. A Visegrádi hegységben elsősorban a laboratóriumi munkában és K/Ar koradatok értelmezésében vettem részt.

Szlovák részen Jaroslav Lexa és Vlastimil Konečný (Szlovák Geológiai Intézet) kollégáimmal dolgoztam együtt a terepen.

Tekintettel arra, hogy kandidátusi téziseimben (1995) már bemutattam a Börzsönyben és Bükkalján végzett geokronológiai kutatásaim legfontosabb eredményeimet, valamint Karátson Dávid monográfiájában, illetve akadémiai doktori téziseiben (2007) részletesen tárgyalja a Visegrádi-hegység, Börzsöny és Mátra neogén vulkanizmusának fejlődéstörténetét, ezért dolgozatomban eltekintek az említett vulkáni területekre vonatkozó K/Ar koradatok ismertetésétől. Ellenben a földtanilag, szerkezetileg összefüggő vulkáni területek összehasonlítható tárgyalásánál, valamint a Nyugati Kárpátok fejlődéstörténetének átfogó bemutatásánál, messzemenően támaszkodom az adatbázisban rendelkezésemre álló K/Ar koradatokra.

A Közép Szlovákiai Vulkáni Területről begyűjtött neogén korú vulkáni kőzeteken, már az 1970-es években végeztek radiometrikus kormeghatározásokat. Egyrészt az akkori Csehszlovákiai Geológiai Intézetében működő geokronológiai laboratóriumban (K/Ar és hasadvány nyom/ F.T. módszerekkel), másrészt Örményországban, a jereváni K/Ar laboratóriumban. Az 1980-as években már a debreceni K/Ar laboratórium is bekapcsolódott a tudományos együttműködésbe, és elsősorban az alkáli bazaltok, majd később magas Al-tartalmú mészkalkáli bazaltok, bazaltos andezitek datálásában játszott fontos szerepet. A radiometrikus koradatok nagymértékben elősegítették a szlovák területen jelentős elterjedésű, összetett neogén vulkáni tevékenység tér-időbeli lefolyásának megismerését. Ugyanakkor az is világossá vált, hogy a meglevő radiometrikus koradatok nem elegendőek egy megalapozott geodinamikai modell megalkotásához, továbbá az analitikai korok gyakran nem egyeztethetők össze a földtani adatokkal. Ezért indokoltá vált az elvégzett mérések egy részének a megismétlése, illetve terepi munkákon az adott földtani problémákkal kapcsolatos reprezentatív minták begyűjtése.

dc_213_11

Szlovák kollégáimmal tulajdonképpen az ezredfordulón kezdtük el a Selmeci-körhegység (CSVF) szisztematikus geokronológiai kutatását, és azóta folyamatosan dolgozzuk fel az egyes részterületekről származó új adatokat. Eddig több mint száz kőzetmintán végeztem K/Ar kormeghatározást. Az alábbi fejezetekben a mellékelt egyszerűsített térképen (3.4. térkép) feltüntetett sorrendben ismertetem vizsgálataim eredményeit.



- 1- A Sátoros-Karancs gránát tartalmú andezitek intrúziós komplexuma
- 2- A Kovácsi-dombok – Burda vulkáni-üledékes komplexumai
- 3- A Korponai Erdő déli részének vulkáni-üledékes komplexumai
- 4- A Jávoros rétegvulkán központi és proximális részei
- 5- A Jastrabá/Karvaly Formáció riolitos vulkáni területe
- 6- A Vepor rétegvulkán maradványainak területe

3.4. térkép: A közép-szlovákiai neovulkáni terület K/Ar adatokkal fedett részei

3.4. A KARANCS ÉS SÁTOROS (KARANC-SIATOR) LAKKOLITJÁNAK K/Ar KORA

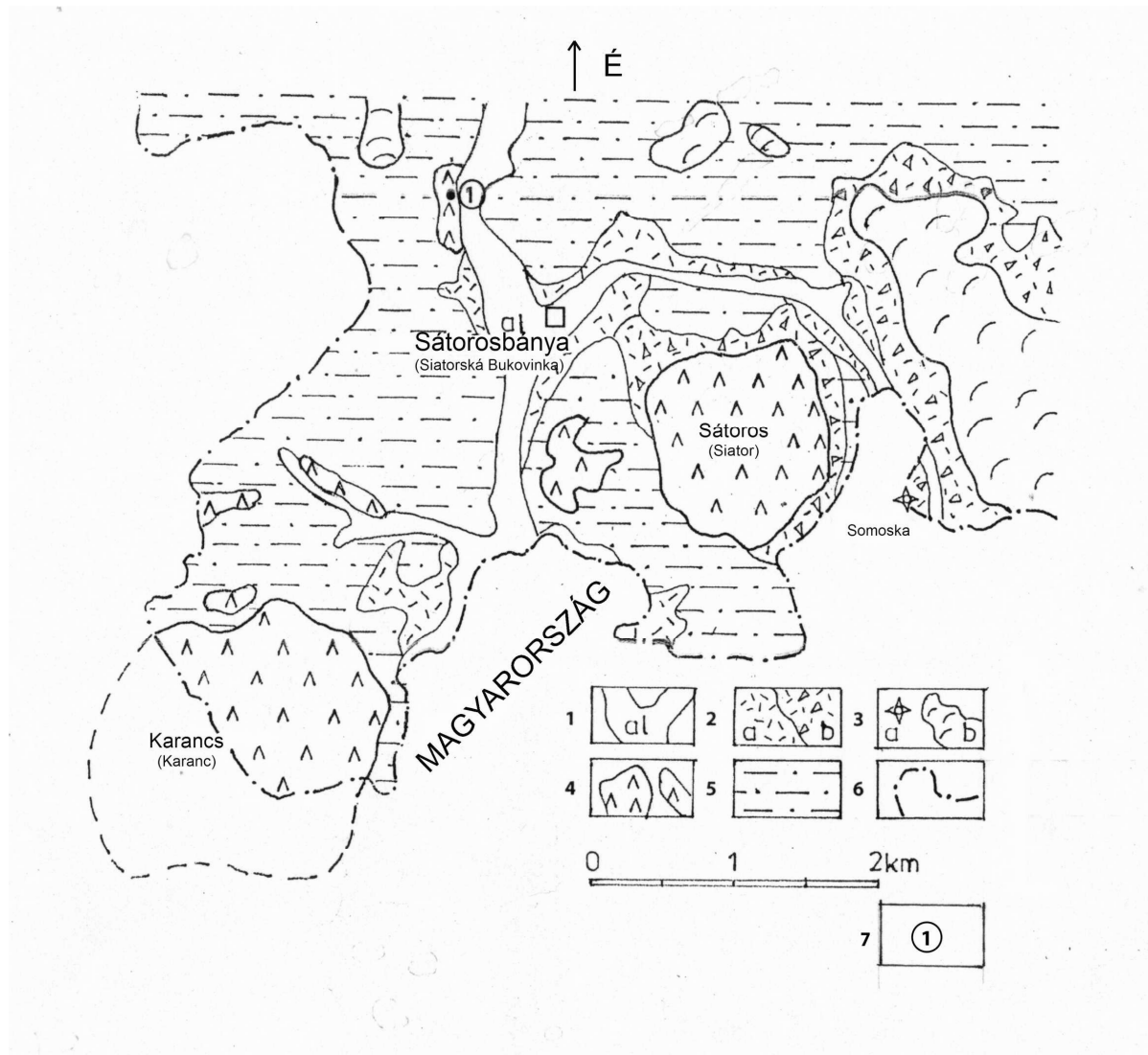
A vizsgált terület földtani felépítése és a kőzetminta származási helye a 3.5. térképen látható.

A Sátoros-hegy környezetében a felszínen oligocén-miocén üledékes rétegek vannak (homok, márga, glaukonitos homokkő, kárpáti slír). A magmás intrúzió áttörte az egri-eggenburgi üledékes rétegeket. Az érintkezési felületeken kontakt átalakulás figyelhető meg, az üledék palás jellegűvé vált, az andezit pedig kloritosodott és kovásodott.

A Karancs és Sátoros lakkolitjainak jellegzetes kőzettípusa; gránátos hipersztén-andezit.

A korábbi kormeghatározási adatok nagymértékben eltérnek egymástól (19,3±0,6 millió év, Konečný et al., 1983, 13,5±0,8 millió év, Vass, 1977, 15,1±1,6 millió év, Balogh 1985).

Az általam mért RGV-9. számú minta teljes kőzetén (3.1. táblázat) 16,4±1,3 millió év adódott. A viszonylag nagy analitikai hiba a kőzet kisfokú bontottságának a következménye ($^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$; 17,0%). Ugyanakkor nem zárható ki teljes biztonsággal az a lehetőség sem, hogy a K/Ar kor kicsit „öregebb” a valódi földtani kortól (a szubvulkáni test benyomulásának a kora), mivel a teljes kőzetben gyakori a kristályos aljzatból származó xenolitok és xenokristályok jelenléte (Kovács és Szabó, 2005). Mindezeket figyelembe véve a lakkolit megszilárdulásának legvalószínűbb kora körülbelül 16,0 millió évre tehető (badeni/kárpáti emelethátár közelében), ami összhangban van a rétegtani adatokkal, valamint a Karancs gránátos hipersztén-amfibolandezitjén mért K/Ar korral (Balogh, 1985).



Kvarter

- 1- alluviális üledékek;
- 2- deluviális üledékek: a) agyagos vályog,
b) köves vályog

Neogén-pliocén bazalt vulkánosság

- 3-a) láva kürtökitöltés (neck),
b) lávafolyás

Neogén andezit vulkánosság

- 4- gránát tartalmú piroxénamfibolandezit lakkolit

Vulkanitok alatti miocén üledékek

- 5- Fil'akovo/Fülek Formáció (eggenburgi), glaukonitos homokkövek

Egyéb jelek

- 6- államhatár
- 7- datált kőzetminta begyűjtési hely

3.5. térkép: A Sátoros–Karancs gránát-tartalmú andezitek vulkáni komplexumának vázlata
(az 1: 50 000 léptékű földtani térkép alapján, Konečný in Vass et al, 1992)

3.1. táblázat: Dél-szlovákiai neogén mészkalkáli kőzetek K/Ar kora

Sorsz.	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Formáció	Kőzet típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1	4923.	RGV-9	Sátorosbánya kőbánya	Sátoros-Karancs	gha α	lakkolit	1,15	17,8	$7,372 \times 10^{-7}$	$16,41 \pm 1,33$
2	5985.	115/02	Lelédi erdő kőbánya	Burda Formáció	pxa α	extrúzív dóm	1,89	52,2	$1,125 \times 10^{-6}$	$15,17 \pm 0,63$
3	5984.	116/02	Úr erdő kőbánya	Burda Formáció	pxa α	extrúzív dóm	1,39	30,8	$8,205 \times 10^{-7}$	$15,13 \pm 0,80$
4	4915.	RGV-1	Őr 384,3 m.p. Ipolynyék falu közelében	Vinica Formáció	apx α	extrúzív dóm	1,44	57,1	$8,296 \times 10^{-7}$	$14,74 \pm 0,60$
5	4917.	RGV-3	Sólyomkő kőbánya, Ipolynyék közelében	Vinica Formáció	apx α	extrúzív dóm	1,34	38,3	$7,623 \times 10^{-7}$	$14,56 \pm 0,69$
6	4916.	RGV-2	Hrác 355,5 m.p. kőbánya	Vinica Formáció	apx α	extrúzív dóm	1,60	80,4	$8,757 \times 10^{-7}$	$13,97 \pm 0,53$
7	4932.	RGV-39	VVL-1 291,0m Récske	Vinica Formáció	apx α	breccsa	1,39	63,0	$7,581 \times 10^{-7}$	$13,95 \pm 0,56$
8	4919.	RGV-5	Devicse kőbánya Csall falutól északra, 451,9 m.p.	Vinica Formáció	apx α	extrúzív dóm	1,24	69,6	$6,307 \times 10^{-7}$	$13,02 \pm 0,51$
9	4918.	RGV-4	Kőbánya Fehérkút falunál	Vinica Formáció	apx α	extrúzív dóm	1,31	41,9	$6,439 \times 10^{-7}$	$12,51 \pm 0,56$
10	5340.	KD-53	Kőbánya Csall falunál, 409,9 m.p.	Čelovce Formáció	px α	neck	1,42	76,2	$7,792 \times 10^{-7}$	$14,06 \pm 0,54$
11	4921.	RGV-7	Csall falutól 2,5 km ÉK-re, Opava kőbánya	Čelovce Formáció	apx α	telér	1,77	83,9	$9,390 \times 10^{-7}$	$13,56 \pm 0,51$
12	4920.	RGV-6	Cebovszky patak	Čelovce Formáció	px α	telér	1,27	67,3	$6,349 \times 10^{-7}$	$12,81 \pm 0,41$

Sorsz.	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Formáció	Kőzet típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
13	5341.	KD-54	Osztrovszki-hegy 716,2 m.p.	Osztrovszki Formáció	a α	extrúzív dóm	1,52	65,9	$7,736 \times 10^{-7}$	$13,05 \pm 0,51$
14	4922.	RGV-8	Gács, vár alatti kőbánya	Gács/Halič andezit	a α	extrúzív dóm	1,47	35,9	$6,641 \times 10^{-7}$	$11,56 \pm 0,56$

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

gha α : gránátos hiperszténamfibolandezit

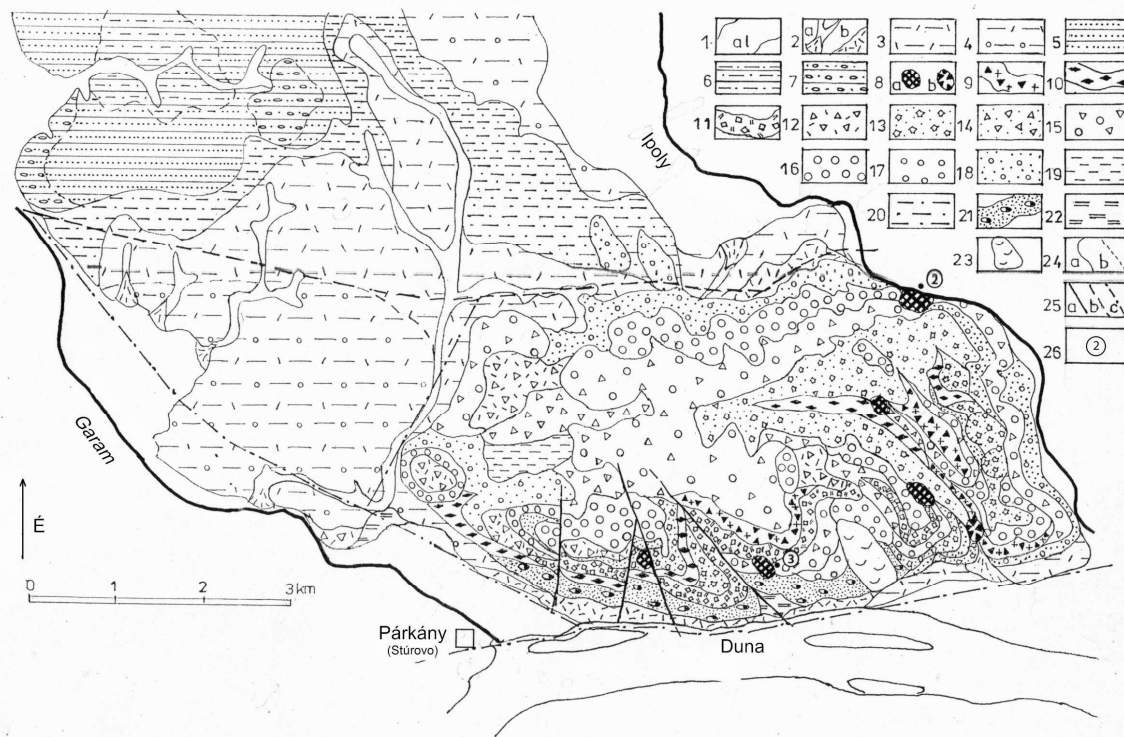
pxa α : piroxénamfibolandezit

apx α : amfibolpiroxénandezit

px α : piroxénandezit

a α : amfibolandezit

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt



3.6. térkép: A Kovácsi-dombok – Burda földtani szerkezeti térképe

(az 1: 200 000 léptékű földtani térkép alapján, Konečný in Bezák et al, ed. 2008, egyszerűsítve)

Kvarter

1-alluvialis üledékek, 2- a) proluviális-folyóvízi üledékek, homok és kavics, b) deluviális köves-vályogos üledékek, 3- lösz és homokos lösz, 4- folyóvízi homok és homokos kavics,

Neogén andezit vulkánosság

5- Zbrojníky Formáció (szarmata), tufitos homokkő, 6- tufitos homokkő polimikt kavics, 7- tufitos homokkő polimikt kavics közbetelepülésekkel

Kovácsi-dombok–Burda vulkáni üledékes Formáció (badeni)

8-kitörési központok: a) gránát tartalmú piroxén-amfibolandezit extrúzív köztest, b) intrúziós-robbanásos breccsa, 9- piroklaszt-ár breccsa, 10- horzsakő-ár, 11- tengeralfatti breccsa ár, 12- lahar breccsa, 13- durvaszemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni breccsa, 14- közepes finomszemcsésű epiklasztikus vulkáni breccsa, 15- epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum, 16- durvaszemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 17- közepes finomszemcsésű epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 18- epiklasztikus vulkáni homokkő és finomszemcsésű konglomerátum, 19- epiklasztikus vulkáni aleurit

Bajta Formáció (alsó-badeni)

20- aleurit és agyag, konglomerátum, homokkő, mészkő és tufit, 21- tufás üledékek fekvőkomplexuma vulkáni és nem vulkáni eredetű kavicsal,

Vulkanitok alatti eocén-miocén üledékek

22- Losonc Formáció, homokkő és agyagok (egeri)

Egyéb jelek

23- földcsuszamlás, 24- litológiai határ:

a) bizonyított, b) feltételezett,

25- vető: a) bizonyított, b) feltételezett, c) kvarter üledékek által fedve,

26- datált kőzetminták begyűjtési helye

3.5. KOVÁCSI-DOMBSÁG/KOVÁCOVSKÉ KOPCE („BURDA FORMÁCIÓ”) VULKÁNI KÖZETEINEK K/Ar KORA

A „Burda Formációba” tartozó (szlovák szakmai terminológia alapján elnevezve) vulkáni kőzetek, leginkább sekély tengeri környezetben lerakódott durvaszemcsés epiklasztos vulkáni breccsák, amelyek részben a helyi tenger alatti kitörésből származó extrúzív andezit dómok lepusztulási termékei, másrészt a Börzsönyből ideszállított vulkáni eredetű közettörmelékek. A vizsgált vulkáni-üledékes összlet litosztratigráfiája a mellékelt 3.6. térképen a jelmagyarázat segítségével rekonstruálható. A durva törmelékes üledékek egy része elsődleges, de előfordulnak iszapárak, törmelék árák és epiklasztit üledékek is.

A Kovácsi-dombság északi lejtőjén kitűnő feltárásokban tanulmányozható a tengeri üledékes összlet, amely rendkívül gazdag mikro- és makro faunában. A nanoplanktonos vizsgálatok szerint az üledékes sorozat az NN5 zónába sorolható (Lehotayová & Priewalder 1978, Zlinska és Halásová, 1999). Összességében biosztratigráfiai adatok alapján mind a Burda- és mind a Bajtova formáció (azonos rétegtani helyzetben levő üledékes sorozatok) alsó-badeni korú képződménynek tekinthető.

Az első radiometrikus kormeghatározást az 1970-es évek végén végezték ezen a területen. Az első andezit mintát Garamkövesd /Kamenecnad Hronom falu mellett gyűjtötték be, és F.T. módszer alkalmazásával $15,2 \pm 1,2$ millió évben határozták meg a korát (Repčok, 1979). A második minta a Kovácsi-dombság déli lejtőjéről származik és a jereváni laboratóriumban K/Ar módszerrel $15,2 \pm 1,2$ millió év adódott az andezit teljes kőzetén (Vass et al., 1979).

A Kovácsi-dombságban végzett terepi munkánk során 2002-ben két kőzetmintát gyűjtöttünk be kormeghatározásra. A 2. számú minta (115/02) az Ipoly partján levő felhagyott kőbányából, a Lebágyi-erdőből származik, míg a 3. számú minta (116/02) a dombság déli lejtőjén található, szintén felhagyott kőfejtőből, a Pansky erdőből lett begyűjtve (3.6. térkép)

A két teljes kőzetmintán azonos korok adódtak ($15,17 \pm 0,63$ millió év és $15,13 \pm 0,80$ millió év, 3.1. táblázat), amely tökéletesen megegyezik a korábbi két mérési eredménnyel, valamint összhangban van a biosztratigráfia adatok alapján történt rétegtani besorolással. Mindezek figyelembe vételével a 15,2 millió évet földtani kornak tekinthetjük, amely analitikai szempontból is megerősíti a Visegrádi-hegység és a Börzsöny, hasonló vulkáni fázisába tartozó, azonos típusú kőzeteken meghatározott K/Ar korok megbízhatóságát és földtani jelentőségét (Korpás és Lang, 1993).

3.6. KORPONAI-ERDŐ/KRUPINSKA PLANINA GEOKRONOLÓGIÁJA

A területen végzett földtani térképezés során Konečný (1970) a következő fő litosztratigráfiai egységeket különítette el;

- a) Pribel'ce üledékes sorozat (transzgressziós üledékek),
- b) Vinica Formáció (tengeralatti extrúzív andezites vulkanizmus),
- c) Čelovce Formáció (Čelovce piroklasztikus vulkán),
- d) Lysec Formáció (Osztrovszki/Lysec piroklasztikus vulkán).

A Korponai-erdő/Krupinska Planina vulkáni terület a magyar-szlovák határtól kezdődően, északon a Selmeci-hegység és a Jávoros sztratovulkán déli lejtőjéig húzódik. A vulkáni üledékes sorozat diszkordánsan települ a terület déli részén alsó-miocén üledékeire, majd észak felé haladva paleogén, mezozoos, paleozoos és kristályos alaphegység képződményekre települ. A vulkáni üledékes sorozat maximális vastagsága eléri a 800 métert a terület középső részén (Konečný et al., 1969, Vass et al., 1979).

A nagyvastagságú vulkáni üledékes összlet alsó részét képező „Pribelce transzgressziós üledékes rétegeket” különböző vastagságú tufitos homok rétegek építik fel, amelyben gyakori a paleozoos, mezozoos nem vulkáni eredetű kavicsok, valamint az üledékek lerakódása előtti vulkáni formák lepusztulásából származó kőzet törmelékek jelenléte. Helyenként megfigyelhető a riódácit horzsakőtufa rétegek közbetelepülése is, amelynek eredete valószínűleg a Pannon-medencében nyomozható. Ez az üledékes összlet nem tartalmaz értékelhető faunát, ezért korára csak a környezeti analógiából következtethetünk, aminek alapján alsó-badeni kort feltételezhetünk.

A Korponai-erdő/Krupinska Planina déli szegélyén DNy-ról ÉK felé haladva, mintegy 45 km-en keresztül felszíni feltárásokban tanulmányozható a „Vinica Formációba” tartozó vulkáni üledékes sorozat, melynek vastagsága helyenként eléri, illetve esetenként meghaladja a 300 métert. Az andezites vulkáni tevékenység sekély tengeri környezetben játszódott le. Az andezites extrúzív dómok kitörési centrumai egy markáns ÉK-DNy irányú tektonikai vonalhoz köthetők („Ipolyság–Osztrovszki/Šahy-Lysec vulkano-tektonikus zóna”, Konečný, 1970). Lényegében ezek az amfibol-piroxénandezit extrúzív dómok képezik a tenger fenekén lerakódó vulkáni törmelékes üledéksor forrását. A biosztratigráfiai vizsgálatok alapján az üledék-

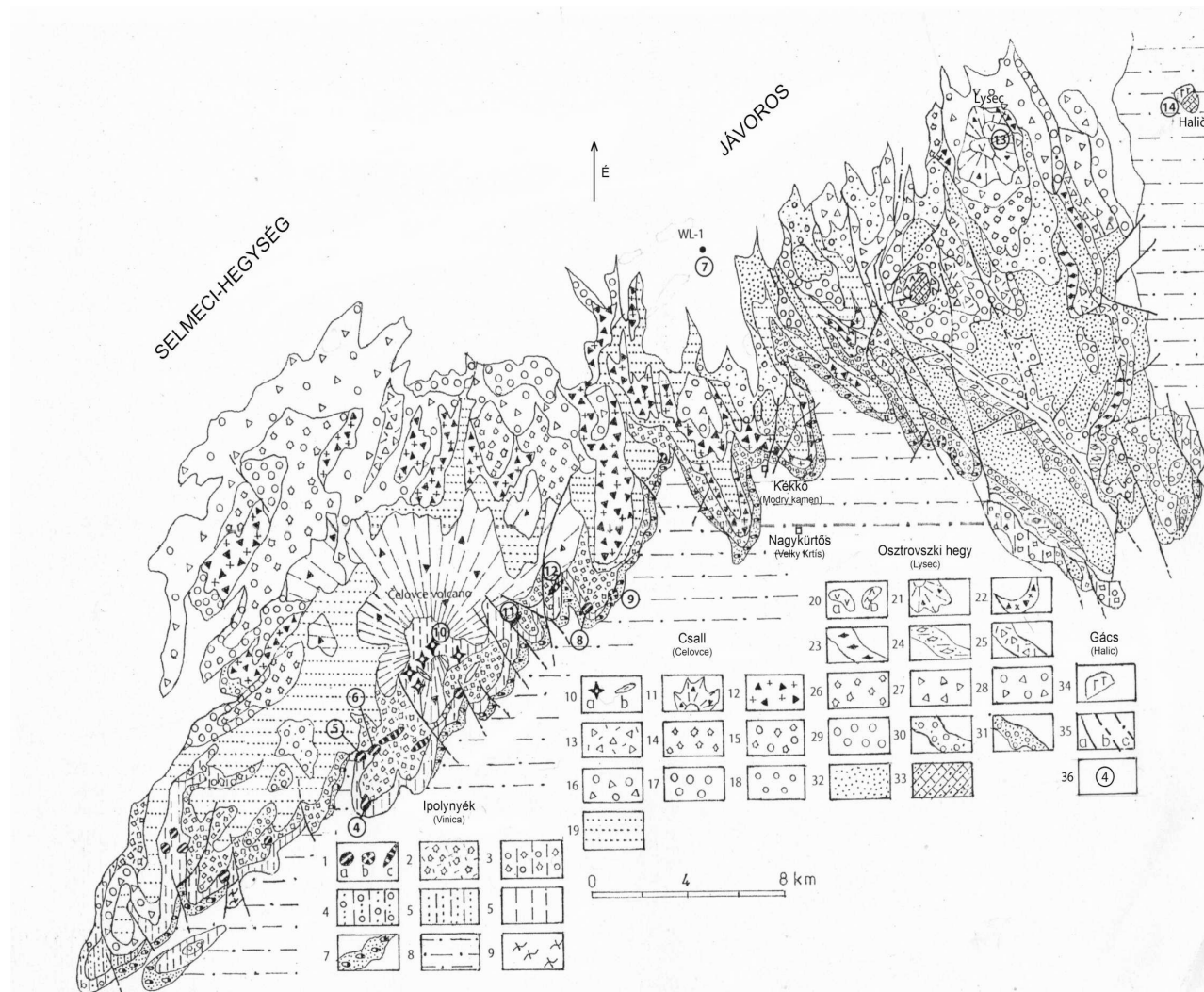
képződés kora alsó-badeni, valamint a részletesen tanulmányozott faunák karakterisztikus jegyeiből, partközeli környezetre lehet következtetni.

Az első K/Ar kormeghatározást a Súlyom kőről vett kőzetmintán végezték a jereváni laboratóriumban ($17,6 \pm 0,9$ millió év, Konečný et al., 1969). Ez az analitikai kor nincs összhangban a mért minta rétegtani helyzetével.

A területen végzett terepi munkánk során hat darab reprezentatív mintát (4.-9.) gyűjtöttünk be K/Ar kormeghatározás céljából (3.7. térkép). A kőzettani vizsgálatok és a mérési adatok alapján mind a hat minta alkalmasnak bizonyult radiometrikus kormeghatározásra.

Az első négy mintán (4.-7. sz. minták) hibahatáron belül egyező korokat mértem (14,0-14,7 millió év), amíg a 8. és 9. sz. mintákon fiatalabb korok adódtak (12,5-13,0 millió év). A földtani adatok alapján nem zárható ki, hogy ezen vulkáni szerkezetek képződési korában valóban időkülönbség van (kb. 1-2 millió év), de az is lehetséges, hogy egy nagyobb méretű telér utólagos benyomulása (8.sz. minta) a közvetlen környezet felfűtése következtében Ar veszteséget idézett elő, és ezáltal fiatalította a befogadó kőzet korát.

Rétegtani szempontból a legmegbízhatóbb és egyben alapadatnak tekinthető a VVL-1. fúrás 291 m-ről származó magmintán meghatározott K/Ar kor ($13,95 \pm 0,56$ millió év), mivel a fúrasi rétegsor szerint a datált kőzetminta alatti és feletti üledékes kőzeteket egységesen badeni korú képződménynek írták le (Čehovič és Vass, 1962).



3.7.térkép: A Korponai Erdő/Krupinská vrchovina vulkáni-üledékes Formációi
(Konečný és Lexa 1971)

Vinica Formáció (alsó-badeni)

1-vulkáni központ: a) tengeralatti andezit extrúzív dóm, b) extrúzív breccsa kőzettest c) dyke, 2- vulkáni központ körül települt durvaszemcsésű, tömbös vulkáni breccsa, 3- epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum, 4- epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 6- epiklasztikus vulkáni homokkő, 6) epiklasztikus vulkáni aleurit, 7- fekürrétegek (Príbel'ce rétegek), tufitos homok nem vulkáni konglomerátummal.

Prevulkáni talapzat

8- a vulkáni kőzetek alatti korai miocén üledékek,
9- variszkuszi kristályos kőzetek, granitoidok és gneiszek.

Čelovce vulkán Formáció (közép-badeni)

10- kitörési központ: a) neck, b) dyke, 11- vulkáni központ körül települt piroklasztikus breccsa és agglomerátum (vulkáni kúp maradványa), 12- piroklasztár breccsa, 13- lahar breccsa, 14- durvaszemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni breccsa, 15- durva-szemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum, 16- közepes-finom-szemcsésű epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum, 17- durvaszemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 18- közepes-finom-szemcsésű epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 19- epiklasztikus vulkáni homokkő.

Lysec vulkán Formáció (felső-badeni)

20- intrúzív-extrúzív andezit kőzettestek: a) a Lysec vulkán központi részében előforduló amfibolandezit kőzettest, b) porfíros amfibolandezit kőzettest Brusník helység triász kvarcit tömbjénél, 21- piroklaszt-kúp maradványa, 22- piroklasztár breccsa, 23- horzsakőár üledék, 24- lahar breccsa, 26- durva-szemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni breccsa, 27- közepes-finom-szemcsésű epiklasztikus vulkáni breccsa, 28- epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum, 29- durva-szemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 30- disztális településű közepes-szemcsésű epiklasztikus vulkáni konglomerátum és homokkő, 31- finomszemcsésű epiklasztikus vulkáni konglomerátum közbetelepülések epiklasztikus vulkáni homokkőben, 32- epiklasztikus vulkáni homokkő, 33- Brusník és Gács kiemelkedett triász kvarcit tömbje, 34- amfibolandezit intrúzív kőzettest Gácsnál, 35- vető: a) bizonyított, b) feltételezett, c) kvarter üledékek által fedve, 36- datált kőzetminták begyűjtési helye.

3.6.1. CSALL/ČELOVCE PIROKLASZTIKUS VULKÁN

A földtani adatok alapján a Csall/Čelovce piroklasztikus vulkán rétegtanilag fiatalabb a „Vinica formációba” sorolt extrúzív dómoknál (Konečný, 1970). A vulkáni tevékenységgel egyidejűleg megkezdődött lepusztulás következtében folyamatosan változott a vulkán morfológiája, míg végül a vulkán felépítményének csak az É-i és ÉK-i része őrizte meg az eredeti formáját. A vulkáni zóna központi részéhez tartozó vulkáni kürtőkitöltések (neck) és közetelések Csall/Čelovce falutól D-re, az eróziós árkokban vannak feltárva. A települési viszonyokat figyelembe véve a kürtőkitörések áttörik a „Vinica Formációhoz” tartozó tufás üledéksort, az andezit telérek pedig gyakran belenyomulnak a breccsával kitöltött vulkáni kürtőkbe.

A magmás tevékenység korára a Cser/Cerovo falu közelében mélyített CK-1. fúrás által harántolt üledékes összleten végzett mikrofaunisztikai vizsgálat adataiból lehet következtetni. A fúrásból származó 132,0-261,0 m közötti faunás tufás üledéken középső badeni kort határoztak meg (Vass et al., 1979). Erre az üledékes rétegre települő törmelékes andezit összletből vett mintákon (61 m és 111 m-ről) a jereváni laboratóriumban $17,5 \pm 0,5$ millió év és $16,4 \pm 0,8$ millió év K/Ar kort határoztak meg (Bagdasarjan et al., 1970). Nyilvánvalóan ezek a radiometrikus korok földtanilag nem értelmezhetők. Ennek a problémának a megoldására három andezit mintát gyűjtöttünk be egy felhagyott kőfej-tőben feltárt két andezit telérből és egy kürtőkitöltésből (3.7. térkép, 10.-12. sz. minták). Mindhárom minta esetében a biosztratigráfiai adatokkal összhangban lévő K/Ar korokat határoztam meg, így azokat földtani koroknak tekinthetjük (3.1. táblázat).

3.6.2. OSZTROVSZKI-HEGYSÉG/„LYSEC FORMÁCIÓ”

Az Osztrovszki-hegység/Lysec a vulkáni tektonikus zónák ÉK-i határán található (3.7. térkép). A vulkáni tevékenység kontinentális körülmények között, folyóvízi-tavi környezetben ment végbe. A vulkáni kúp erőteljes lepusztulásának következtében a jelenlegi vulkáni felépítményt döntően törmelékes breccsák, agglomerátum, iszapár és durva epiklasztikus breccsák alkotják. Az Osztrovszki vulkán csúcsának közelében számos hiperszténis amfibolandezit test ismeretes (valószínűleg extrúzív dómok?).

A vulkáni tevékenység korára Jerevánban $17,3 \pm 0,8$ millió év adódott, amely szintén csak formális analitikai kornak tekinthető, valószínűleg a minta elszennyeződése miatt (Konečný et

al., 1969). Az általunk a vulkán csúcsához közeli pontból vett kőzetmintán, $13,05 \pm 0,51$ millió év kort mértem, amely valóban a vulkán kitörésének az időpontját adja (3.1. táblázat).

3.6.3. GÁCS/HALIČ ANDEZIT VULKÁN

A szokatlan formájú andezites vulkáni kúpnak a tetején egy nagyméretű mezozoos (alsó-triász) kvarcit blokk található. A mezozoos blokknak az ÉNy-i határán előbukkan az amfibolandezit test, függőleges, fluidális szerkezettel, amely intrúzív-extrúzív eredetre utal. A mezozoos kvarcit az andezites intrúzív magmás testnek a benyomulása során került a vulkanizmus kezdete előtti üledékes összletből a miocén korú andezit test tetejére (14. sz. minta K/Ar kora: $11,56 \pm 0,56$ millió év).

3.7. JÁVOROS/JAVORIE RÉTEGVULKÁN SZERKEZETE ÉS KRONOLÓGIÁJA

A Jávoros/Javorie rétegvulkán a Selmeci-körhegység DK-i részén emelkedik több mint 1000 m magasra. Tömegével és kiterjedésével ($\sim 750 \text{ km}^2$) a Selmeci-hegység után Szlovákia második legnagyobb neogén rétegvulkánja. A vulkáni felépítményben az alábbi kőzettípusok vesznek részt; bazaltos andezitek, különböző típusú andezitek, dácitok és riodácitok. A hegység D-i irányba kibillen, lankás déli lejtői belesimulnak a Korponai-erdő/Krupinská Planina domborzatába, ellentétben az É-i oldallal, ahol meredeken lezökken a hegyoldal a Végles/Viglas árokba.

A Jávoros rétegvulkán szerkezetén belül Konečný et al., (1995a) négy különböző szerkezeti egységet különített el;

- 1) alsó-rétegvulkáni szerkezet,
- 2) középső-vulkáni szerkezet – a vulkano-tektonikai árok feltöltése,
- 3) intrúzív és extrúzív komplexumok,
- 4) felső-rétegvulkáni szerkezet.

Ugyanakkor a földtani adatok és a terepi megfigyelések alapján a vulkáni tevékenység időbeli fejlődéstörténetében hat lényeges eseménysor különíthető el egymástól:

- 1) nagyméretű piroxén-, amfibolandezit rétegvulkán kialakulása, /alsó-középső badeni emeletben/,
- 2) az árok folyamatos süllyedése a vulkanizmus következtében, és részleges feltöltődése bazaltos andezittel és hialoklasztit breccsával /középső-badeniben/,
- 3) az árokban piroxénandezit extrúzív dómok települése /felső-badeniben/,
- 4) a vulkáni szerkezet központi zónájába diorit porfír szubvulkáni test benyomulása /felső-badeni/,
- 5) dácit /riodácit telérek benyomulása /alsó-szarmata/,
- 6) a vulkano-tektonikai árok kialakulásának befejeződése után piroxén és amfibol-piroxénandezit rétegvulkáni komplexum kifejlődése /szarmata/ (Konečný et al., 1998b, 3.8.térkép).

A Jávoros földtani kutatása az elmúlt évtizedekben kiemelt tudományos és gazdasági program volt, az ismert polimetallikus (Pb-Zn-Cu) és színes fém (Au és Ag) érctelep jelenlétének köszönhetően.

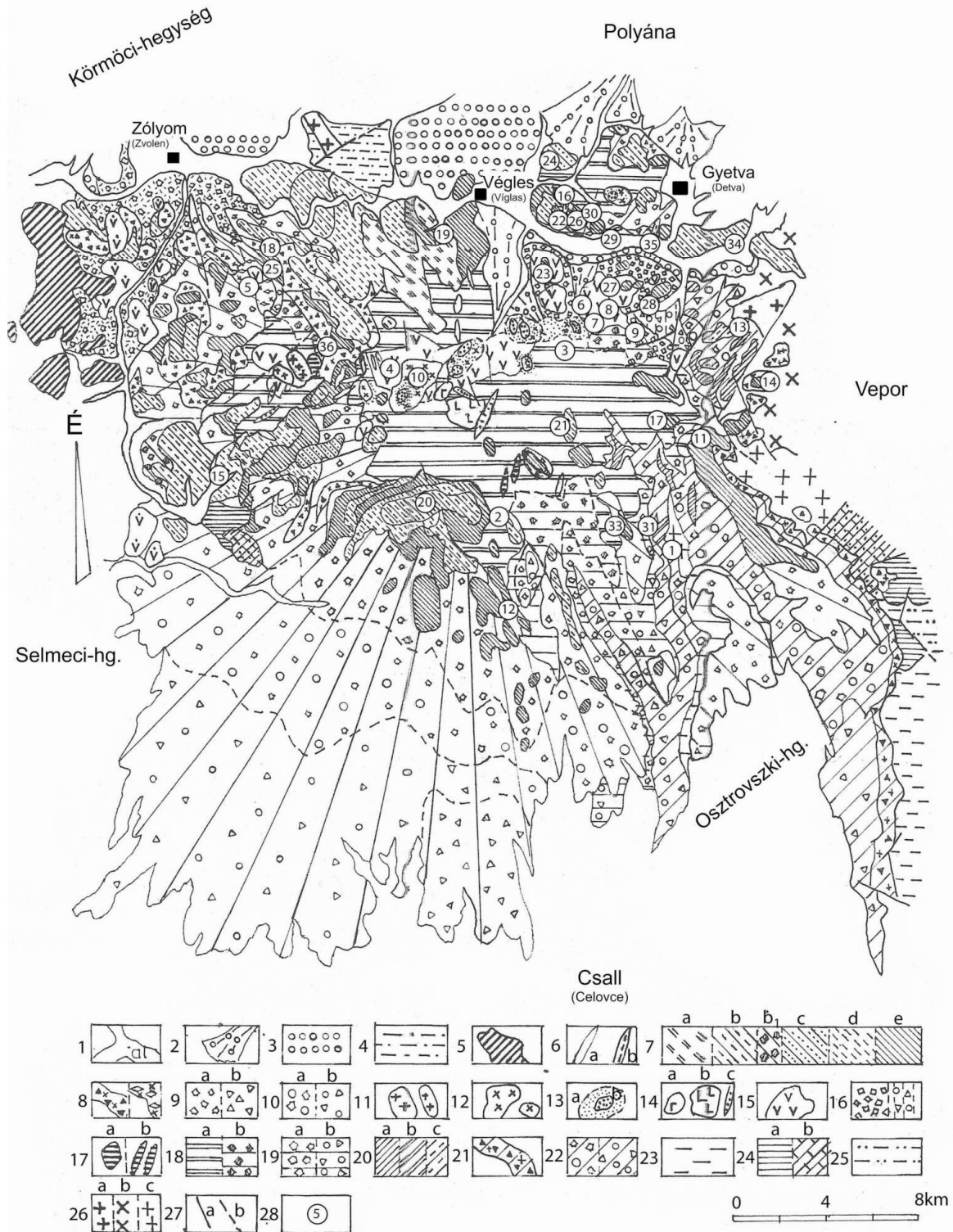
A hidrotermás rendszerek kutatásában különösen két mélyfúrás (KON-1. és KS-33.) anyagának komplex feldolgozása játszott fontos szerepet. A fúrási adatok alapvetően hozzájárultak az összetett vulkáni szerkezet pontos megismeréséhez (Konečný et al., 1979, Stohl et al., 1981, 1985, Konečný és Stohl, 1991). A mélyfúrások földtani jelentőségéből adódóan, a legfontosabb magmintákon radiometrikus kormeghatározásokat (K/Ar és F.T) is végeztek Jerevánban és Pozsonyban. Az eredeti célkitűzés szerint, mind a négy szerkezeti egységnek a szisztematikus geokronológiai vizsgálata volt a feladat. Bár számos kőzetmintán sikerült földtani jelentéssel bíró koradatot meghatározni – ezen adatoknak nagy része publikált (Stohl et al., 1979, Repčok, 1978, 1982, Konečný et al., 1998a, b) – azonban a területre jellemző intenzív hidrotermális tevékenység következtében, a kőzetek nagyfokú átalakulása miatt, sok esetben a mért radiometrikus koradatok csak formális analitikai koroknak tekinthetők. A módszertani problémákból adódóan (pl. különböző ásványok eltérő Ar megtartó képessége, fluidumok szerepe a kőzetek bontásában stb.) szignifikánsan eltérő korok adódhatnak ugyanazon a kőzetmintán, különböző radiometrikus kormeghatározási módszert alkalmazva (pl. KON-1. fúrásból származó kvarcdiorit mintán 16,2 millió év K/Ar kort, és ugyanezen a mintán 13,2±0,8 millió év F.T. kort határoztak meg (Repčok, 1978)). Nem utolsósorban a geokronológiai laboratóriumok véges kapacitása, valamint a rendkívül költséges analitikai munka miatt, nem volt lehetőség a DOBRÓKIRÁLY/KRÁLOVA intrúzív komplexum köz-

teinek datálására, pedig ezeknek a teléreknek kulcsszerepe van a területen kifejlődött polimetallikus ércesedésben. Következésképpen az ércgenetikai modell megalkotásához nélkülözhetetlen ezeknek a kőzeteknek a precíz datálása.

A Jávoros/Javorie Formáció relatív korának meghatározásához a Végles/Viglas vulkanotektonikai árok K-i részén telepített D-1 fúrás rétegsora szolgáltatott alapadatokat. A fúrás 62 m-ről és 207 m-ről származó magmintákon (pélites üledék) végzett pollen vizsgálatok alapján az üledék képződési korát felső-badenitől – alsó-szarmatáig valószínűsíthetjük.

Konzisztens F.T. kor adódott a D-1 fúrás 154,6 m-ről kiválasztott magmintán ($13,7 \pm 0,2$ millió év, Repčok, 1981), viszont sokkal fiatalabb K/Ar korokat mértek Jerevánban a felszínről begyűjtött ugyanilyen típusú kőzetmintákon (10,9-11,2 millió év, Bagdasarjan et al., 1977).

Összességében megállapítható, hogy a korábbi radiometrikus koradatok szerint a magmás tevékenység kezdete körülbelül 16 millió évre tehető és mintegy 11 millió évvel ezelőtt fejeződött be. (Konečný et al., 1998a, b).



3.8. térkép: A Javoros rétegvulkán szerkezeti vázlata a K-Ar datált kőzetminták begyűjtési helyével (Konečný et. al., 1998)

Kvarter

1- alluviális-fluviális üledékek, homok, kavics 2- proluviális vályogos, vályogos-homokos üledékek, kavics és blokk, 3-az alacsony teraszok folyóvízi üledékei, homok és kavics

Neogén

4-Trubín Formáció, tufás agyag, aleurit és finomszemcsés homokkő, kavics, lignit (pannonóniai-pontuszi)

Mészalkáli bazaltos vulkánosság

5-Ostrá lúka lávaár komplexum

Jávoros andezit réregvulkán

Felső rétegvulkáni Formáció – Jávoros Formáció

6-Dyke, a) amfibolpiroxénandezit, b) piroxénamfibolandezit, 7-lávaárak: a) leukokrát-piroxénandezit, b) amfibolpiroxénandezit, b1) hialoklasztikus breccsa, c) amfibolpiroxén-andezit $\pm$ biotit, d) piroxén-amfibolandezit $\pm$ biotit, e) piroxénandezit $\pm$ amfibol, 8-piroklasztikus kőzetek: a) piroklasztár breccsa, b) horzsakőár, 9- epiklasztikus vulkáni breccsa: a) durva-szemcséjű, tömbös, b) közepes-finom szemcséjű, 10- és konglomerátum: a) durvaszemcséjű, tömbös, b) közepes-finom szemcséjű

Intrúzív együttesek/komplexumok

11-Kráľová intrúzív komplexum, porfíros hipersztén amfibolandezit és porfíros piroxéndiorit, 12- Kalinka intrúzív komplexum, porfíros diorit, monzodiorit, porfíros kvarcdiorit, 13- a Kalinka intrúzív komplexum mállástípusai: a) előrehaladott agyagos mállás, b) kovás kőzettestek (másodlagos kvarcitok), 14-Lohyňa intrúzív-extrúzív komplexum: a) riódácit komplexum, b) amfibolbiotit-hiperszténdácit, c) biotit-tartalmú hiperszténamfibolandezit dyke

Vulkano-tektonikus medencék kitöltése

Siroň Formáció

15- amfibolpiroxénandezit és biotit-tartalmú piroxénamfibolandezit extrúziók és intrúziók, 16-a) durva-szemcséjű, tömbös extrúzív és epiklasztikus vulkáni breccsa, b) epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum

Blýskavica Formáció

17-a) porfíros bazaltandezit intrúzív kőzettest, b) bazaltandezit dyke, 18-a) dominánsan piroxénandezit-bazaltandezit lávaár (és/vagy hialoklasztikus breccsa), b) dominánsan hialoklasztikus breccsa (és/vagy lávaár), 19- epiklasztikus vulkáni kőzetek: a) durva-szemcséjű, tömbös epiklasztikus vulkáni breccsa, b) közepes-finom szemcséjű epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum

Alsó rétegvulkáni szerkezet

Óhuta Formáció

20-lávaár: a) piroxénandezit, b) olivin-tartalmú bazaltandezit, c) amfibolpiroxénandezit, 21-piroklasztár breccsa, 22- epiklasztikus vulkáni breccsa és konglomerátum

A vulkánosság előtti aljzat kőzetei

23-alsó- miocén üledékek (el nem különített), 24-Foederata Csoport (triász): a) kvarcit, szericites agyagpala, b) mészkő és márvány, 25- Rimava Formáció (perm), metamorfizált arkóza, agyagpala és konglomerátum, 26- a Veporicum kristályos kőzetei: a) biotittonalit-gránit, b) hibrid (nem homogén) granodiorit-diorit, c) porfíros biotitos, kétszillámos granodiorit-gránit

Egyéb jelek

27-vető: a) bizonyított, b) feltételezett, 28- K-Ar datált kőzetminták begyűjtési helye

3.7.1. ÚJABB K/Ar KORADATOK A JÁVOROS/JAVORIE RÉTEGVULKÁN FEJLŐDÉSTÖR-TÉNETÉNEK REKONSTRUÁLÁSÁHOZ

Az elmúlt évtizedekben a Jávorosból 36 kőzetmintát választottunk ki kormeghatározásra a többszöri terepi munkán begyűjtött mintákból, figyelembe véve a hegység vulkáni szerkezetének rétegsorát. A mintavételi pontok a 3.8. térképen láthatók, a mérési adataimat pedig a 3.2. táblázatban foglaltam össze.

3.7.2. ALSÓ RÉTEGVULKÁNI SZERKEZET (ÓHUTA/STARÁ HUTA KOMPLEXUM)

A Madácsi/Madačka-völgyben közvetlenül a vulkanizmus előtti aljzatra települő hialoklasztit breccsából (piroxénandezit lávaárból keletkezett) begyűjtött kőzetmintán (1sz. minta 3.2. táblázat) $14,26 \pm 0,54$ millió év K/Ar kort határoztam meg, amely a minta rétegtani helyzetéből következően, valószínűleg a Jávoros vulkáni tevékenységének a kezdetét jelenti. Az analitikai kor földtani jelentését megerősíti, hogy a területen mélyített KJ-21 fúrás, 210,7 m-ről származó, a fúrásban közvetlenül a kristályos aljzatra települő üledékes összletből vett mintán középső badeni kor adódott (Konečný et al., 1969).

3.7.3. KÖZÉPSŐ VULKÁNI SOROZAT („BLÝSKAVICA FORMÁCIÓ”)

A 2. és 3. számú piroxénandezit minták Óhuta és Végles/Víglaš falukhoz közeli kőbányákban, kitűnő feltártságú lávafolyásokból lettek begyűjtve. A két üde kőzetnek a radiometrikus kora megegyezik egymással ($14,41 \pm 0,59$ millió év és $14,28 \pm 0,62$ millió év), ami növeli az analitikai adatok megbízhatóságát. A feltárásokban jól látható a vizes környezetben történő kőzetátalakulás. A vulkáni sorozat alsó részén oszlopos elválású, tömör, üde piroxénandezitek vannak feltárva, míg az összlet felső részén megjelennek a hialoklasztit breccsák, amelyek kevésbé alkalmasak kormeghatározásra a részleges bontottság miatt. Szintén megfigyelhető, hogy ebbe a sorozatba tartozó bazaltos andezitek teljesen átalakultak a bontás következtében (pl. KD-13. minta), ezért szintén nem mérhető a koruk K/Ar módszer alkalmazásával (Pécskay et al., 2006).

3.2. táblázat: A Jávoros rétegvulkán neogén mészkáliai kőzeteinek K/Ar kora

S.szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Formáció	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1	4930	KD-34/B	Rukova hegy Madácsi völgy	Óhuta	$\text{px}\alpha$	breccsa	1,75	43,6	$9,739 \times 10^{-7}$	$14,26 \pm 0,54$
2	4925	KD-12	Óhuta Kőbánya út	Blyskavica form.	$\text{px}\alpha$	lávaár	1,11	53,9	$6,224 \times 10^{-7}$	$14,41 \pm 0,59$
3	4927	KD-19	Óhuta 736,3 m.p. Végles kőbánya	Syron Formá- ció	$\text{px}\alpha$	lávaár	1,82	46,5	$1,012 \times 10^{-6}$	$14,28 \pm 0,62$
4	4934	KD-18	Osztrovszki 798,8 m.p.	Syron Formá- ció	$\text{apx}\alpha$	telér	1,67	34,2	$9,042 \times 10^{-7}$	$13,95 \pm 0,70$
5	4937	KD-37	Mocadlo völgy 610,4 m.p.	Syron Formá- ció	$\text{apx}\alpha$	extrúzív test	1,95	48,6	$1,048 \times 10^{-6}$	$13,77 \pm 0,59$
6	4938	KD-43	Syron DNY 690,4 m.p.	Syron Formá- ció	$\text{apx}\alpha$	extrúzív test	1,93	40,7	$1,028 \times 10^{-6}$	$13,65 \pm 0,63$
7	4936	KD-29	Syron NY 690,4 m.p.	Syron Formá- ció	$\text{pxa}\alpha$	extrúzív test	1,99	44,2	$1,052 \times 10^{-6}$	$13,55 \pm 0,60$
8	4939	KD-46	Syron-tól D-re 602,4 m.p.	Syron Formá- ció	$\text{a}\alpha$	extrúzív test	2,08	20,0	$1,095 \times 10^{-6}$	$13,49 \pm 0,98$
9	4935	KD-28	Piest D-i része	Syron Formá- ció	$\text{a}\alpha$	extrúzív test	2,23	54,9	$1,160 \times 10^{-6}$	$13,33 \pm 0,60$
10	5983	KON-1	Végleskálnok KON-1 fúrás 1414,5m	Végleskálnok Intrúzív komplex	md	intrúzió	0,94	55,6	$5,033 \times 10^{-7}$	$13,76 \pm 0,56$
11	4948	KD-5	Budai kőbánya 763,3 m.p.	Jávoros For- máció	$\text{apx}\alpha$	lávaár	1,93	77,8	$1,035 \times 10^{-6}$	$13,74 \pm 0,53$

S.szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Formáció	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
12	4951	KD-11	Oremov Laz, kőbánya 723,3 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,24	88,0	$1,199 \times 10^{-6}$	$13,72 \pm 0,52$
13	4928	KD-27	Kriványtól DK-re Dancov 518,3 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	1,94	84,0	$1,036 \times 10^{-6}$	$13,69 \pm 0,52$
14	4949	KD-6	Jávoros 820,7 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,06	82,5	$1,100 \times 10^{-6}$	$13,68 \pm 0,52$
15	4950	KD-10	Szásza falutól ÉNy- ra, Podsklienka 467,5 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,43	81,6	$1,287 \times 10^{-6}$	$13,58 \pm 0,52$
16	4944	KD-44	Rohy 657,8 m.p.	Jávoros For- máció	Pxa α	telér/ lávaár	1,96	75,4	$1,037 \times 10^{-6}$	$13,56 \pm 0,52$
17	4924	KD-8	Dombosmező 647,4 m.p.	Jávoros For- máció	px α	lávaár	1,97	31,2	$1,034 \times 10^{-7}$	$13,45 \pm 0,71$
18	4956	KD-30	Szekerce völgy, kőbánya 623,6 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,17	85,2	$1,133 \times 10^{-6}$	$13,35 \pm 0,51$
19	4952	KD-20	Samilovec kőbánya 471,9 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,80	88,6	$1,460 \times 10^{-6}$	$13,35 \pm 0,50$
20	4953	KD-26	Homolka 1012,8 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	1,87	85,3	$9,738 \times 10^{-7}$	$13,32 \pm 0,50$
21	4947	KD-1	Óhuta, a falutól K-re	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	3,22	54,2	$1,669 \times 10^{-6}$	$13,30 \pm 0,55$
22	4957	KD-50	Rohy-tól DK-re 657,8 m.p.	Jávoros For- máció	apx α	lávaár	2,06	71,9	$1,064 \times 10^{-6}$	$13,24 \pm 0,51$
23	4960	KD-32	Chvojné 597,5 m.p.	Jávoros For- máció	px α	lávaár	2,21	62,8	$1,139 \times 10^{-6}$	$13,24 \pm 0,52$

S.szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Formáció	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (cm ³ /g)	K-Ar kor ±1σ (Mév)
24	4942	KD-41	Svost völgy 527,0 m.p.	Jávoros For- máció	apxβα	lávaár	2,10	35,0	1,080×10 ⁻⁶	13,18±0,65
25	4955	KD-36	Mocadlo völgy kőbánya 623,6 m.p.	Jávoros For- máció	apxα	lávaár	1,86	86,7	9,560×10 ⁻⁷	13,14±0,49
26	4946	KD-49	Rohy-tól DK-re 622,0 m.p.	Jávoros For- máció	apxα	telér	2,09	51,2	1,061×10 ⁻⁶	13,01±0,55
27	4940	KD-47	Syron-tól Ny-ra 688,0 m.p.	Jávoros For- máció	pxαα	lávaár	2,51	55,8	1,272×10 ⁻⁶	12,99±0,53
28	4941	KD-48	Syron-tól ÉK-re 688,0 m.p.	Jávoros For- máció	pxαα	breccsa	1,92	35,9	9,622×10 ⁻⁷	12,85±0,62
29	4945	KD-45	Prostředny hegy déli lejtő 585,0 m.p.	Jávoros For- máció	pxαα	horzsakőtufa	1,91	24,7	9,532×10 ⁻⁷	12,79±0,65
30	4958	KD-51	Gyetva falutól Ny-ra 3km-re 584,7 m.p.	Jávoros For- máció	apxα	lávaár	2,27	76,0	1,119×10 ⁻⁶	12,64±0,48
31	4929	KD-33A	Bánkeszi Madácsi völgy	Jávoros For- máció	pxα	breccsa hyaloclastite	1,80	37,8	8,871×10 ⁻⁷	12,63±0,59
32	4933	KD-40	Nagy Lám VVL-8 fúrás, 298,2m	Jávoros For- máció	aα	breccsa	1,11	40,5	1,106×10 ⁻⁷	12,61±0,58
33	4931	KD-35	Bánkeszi kőbánya	Jávoros For- máció	pxα	lávaár	3,00	43,9	1,471×10 ⁻⁶	12,57±0,55
34	4959	KD-52	Krivány falutól É-ra 2km-re kőbánya 462,3 m.p.	Jávoros For- máció	apxα	lávaár	3,03	64,8	1,481×10 ⁻⁶	12,54±0,48

S.szám	K/Ar szám	Mintas szám	Származási hely	Formáció	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
35	4943	KD-42	Gyetva falutól Ny-ra 3km-re 564,0 m.p.	Jávoros For- máció	a α	telér	2,49	29,1	$1,211 \times 10^{-6}$	12,47 $\pm$ 0,65
36	4954	KD-31	Szekerce völgy	Jávoros For- máció	a α	telér	1,46	51,6	$7,038 \times 10^{-7}$	12,29 $\pm$ 0,51

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

gha α : gránátos hiperszténamfibolandezit

pxa α : piroxénamfibolandezit

apx α : amfibolpiroxénandezit

px α : piroxénandezit

apxb α : amfibolpiroxénbiotitandezit

a α : amfibolandezit

md: monzodiorit

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt

3.7.4. „SYRON FORMÁCIÓ”

A „Syron formáció”, tulajdonképpen a hiperszténamfibolandezit extrúzív vulkanizmusát reprezentálja. Ebbe a formációba sorolt vulkáni kőzetek (intrúzív-extrúzív testek és vulkáni törmelékes kőzetek) a graben-süllyedékeket kitöltő vulkáni sorozat felső részébe tartoznak.

Az összleten belül nem található közbetelepült faunás üledékes réteg, amelynek a relatív korát biosztratigráfiai módszerekkel meg lehetne határozni. Ezért szükséges a jó feltárásokkal rendelkező andezittestek radiometrikus datálása. Az 1980-as évek elején, 11 kőzetmintán végzett fission track módszeres kormeghatározások koradatai (15,8-16,2 millió év) meglepően szűk időintervallumba esnek (Repčok, 1982), amely viszont nincs összhangban a feltételezett középső-felső-badeni korrallal.

Az általam vizsgált hat kőzetmintán (4. sz.- 9. sz. minták 3.8. térkép, 3.2. táblázat) nagyon jól egyező, és a rétegtani helyzetüknek megfelelő K/Ar korok adódtak (13,3-14,0 millió év), amiből egyben arra is következtethetünk, hogy ezek az extrúzív dómok valószínűleg egyidejűleg keletkeztek, de mindenképpen egy magmás fázisnak a produktumai.

Az egyedülálló kőzetminta (28. sz. minta), amely fiatalabb kort adott az andezites összleten belül, a Syron hegy északi oldalán feltárt andezit breccsából lett begyűjtve, K/Ar kora; $12,85 \pm 0,62$ millió év. A kőzetminta porózus szerkezetének következtében lejátszódó mállási folyamat argon veszteséget idézhet elő, ami az analitikai kor fiatalodását eredményezi. Ezért ezt a koradatot csak minimális kornak tekinthetjük, vagyis a kőzet kialakulásának valódi földtani kora ennél lehet valamivel idősebb, ami viszont valószínűleg nem haladja meg az analitikai hiba mértékét ($+0,62$ millió év).

A földtani adatok alapján megállapítható, hogy a Lohyna komplexum extrúzív magmás teste azonos rétegtani helyzetben települnek, mint a Syron Formációba sorolt extrúzív dómok. Ezért a rendelkezésre álló radiometrikus koradatoknak az összevetése módszertani szempontból is nagy jelentőséggel bír, elsősorban a mért analitikai adatok megbízhatósága szempontjából.

Jelen esetben a Lohyna komplexum egy riodácit és egy dácito-andezit mintáján $13,58 \pm 0,29$ millió év, illetve $13,48 \pm 0,25$ millió év lett mérve, amely tökéletesen konzisztens a Syron Formáció kőzetein meghatározott korokkal (Konečný et al., 1998a, b).

3.7.5. VÉGLESKÁLNOK/KALINKA INTRÚZÍV KOMPLEXUM

Ebben a részben lényegében a monzodiorit intrúzív magmás test benyomulásának – mint a rétegvulkáni szerkezeten belüli egyik legfontosabb magmás eseménynek – kormeghatározásáról van szó. A KON-1. mélyfúrás 1414,0 m-ről származó magmintán $13,76 \pm 0,56$ millió év K/Ar kort határoztam meg. Ez az analitikai kor a felső-badeni emeletben rögzíti a nagyméretű magmás test megszilárdulásának korát. A kőzet-átalakulás tanulmányozása alapján megállapítható, hogy a monzodiorit test kihűlésével (zárt rendszerré válásával) egyidejűleg autometaszomatikus folyamat kezdődik, amelynek végeredménye, a kőzet intenzív hidrotermális átalakulása (Konečný és Mihalková, 1981).

3.7.6. JÁVOROS RÉTEGVULKÁN / „JAVORIE FORMÁCIÓ”

A „Javorie Formációba” tartozó vulkáni összletből 26 kőzetmintát gyűjtöttünk be kormeghatározásra (3.8. térkép). Ezek a minták tulajdonképpen a rétegvulkáni szerkezet felső szerkezeti egységét reprezentálják. A vulkanológiai vizsgálatok szerint a vulkáni formák széles spektruma figyelhető meg a felső szerkezeti egység felépítésében (lávaárak, piroklasztikus breccsák, horzsakőtufák és kőzettelérek a leggyakoribb formák Konečný et al., 1983).

A geokronológiai vizsgálatok célkitűzése az volt, hogy a jól definiált sztratigráfiai helyzetben lévő kőzetmintákon meghatározott K/Ar koradatok alapján a rétegvulkáni szerkezeten belül, időben elkülönítsük a különböző vulkáni fázisokat.

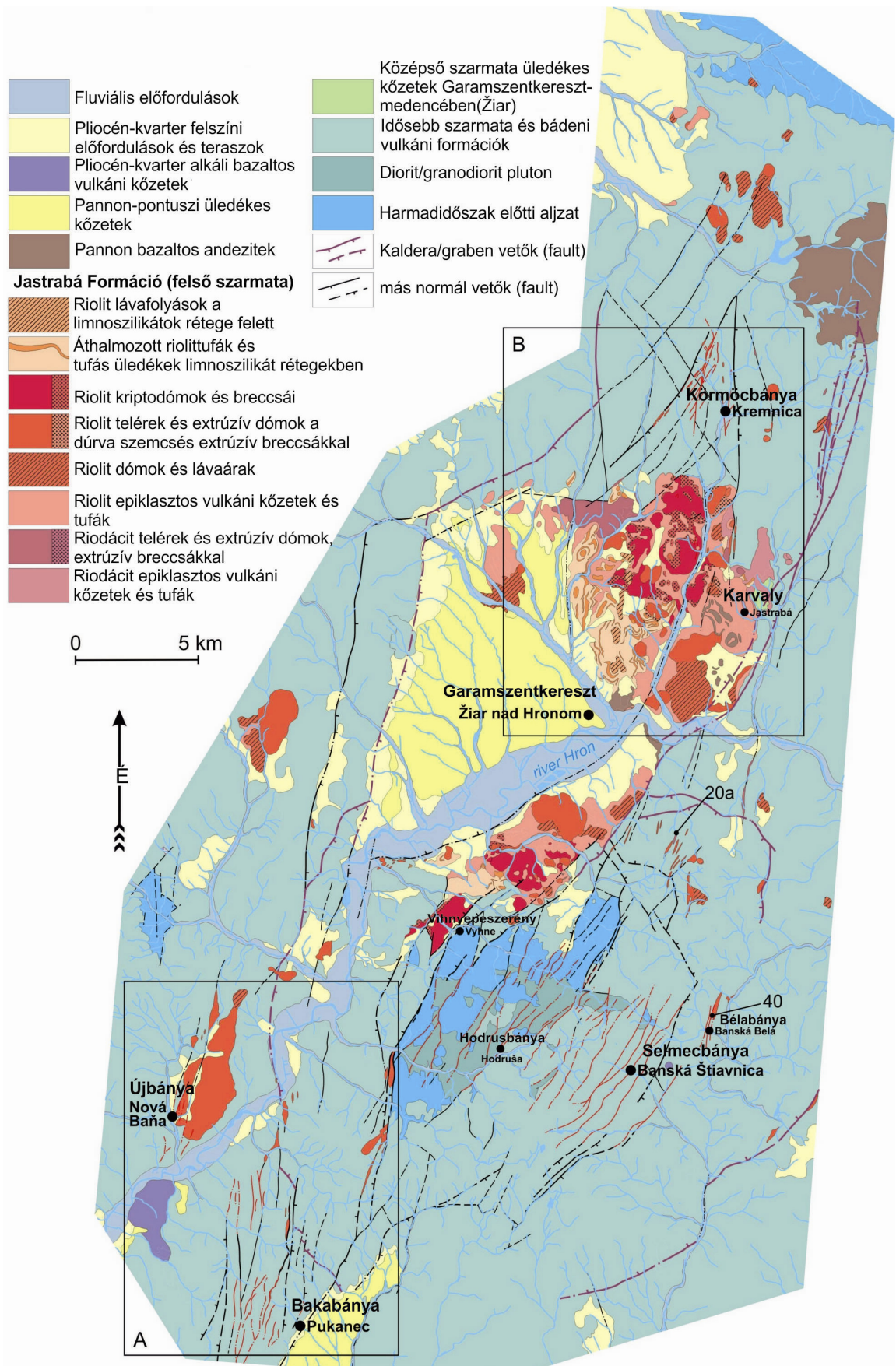
A konzisztens radiometrikus korok figyelembevételével (13,7-12,3 millió év időintervallumon belül) három vulkáni fázis különböztethető meg:

1. csoport (11. sz. – 17. sz. minták) – amfibolpiroxénandezit lávafolyások, amelyek döntően az effúzív komplexumnak az alsó részét képezik 13,74-13,45 millió év, felső-badeni képződmények. A hét mintából álló csoporton belül kivételt képez a 16. sz. minta (K/Ar kora; $13,56 \pm 0,52$ millió év) andezit kőzet-telér, amely Stozk falu határánál lévő feltárásban láthatóan áttöri a Blyskavica Formáció idősebb vulkáni kőzeteit.
2. csoport (18. sz.-25. sz. minták) hasonlóképpen az előbbi sorozathoz, az amfibolpiroxénandezit lávaárak sorozata (13,35-13,01 millió év, felső-badeni) a

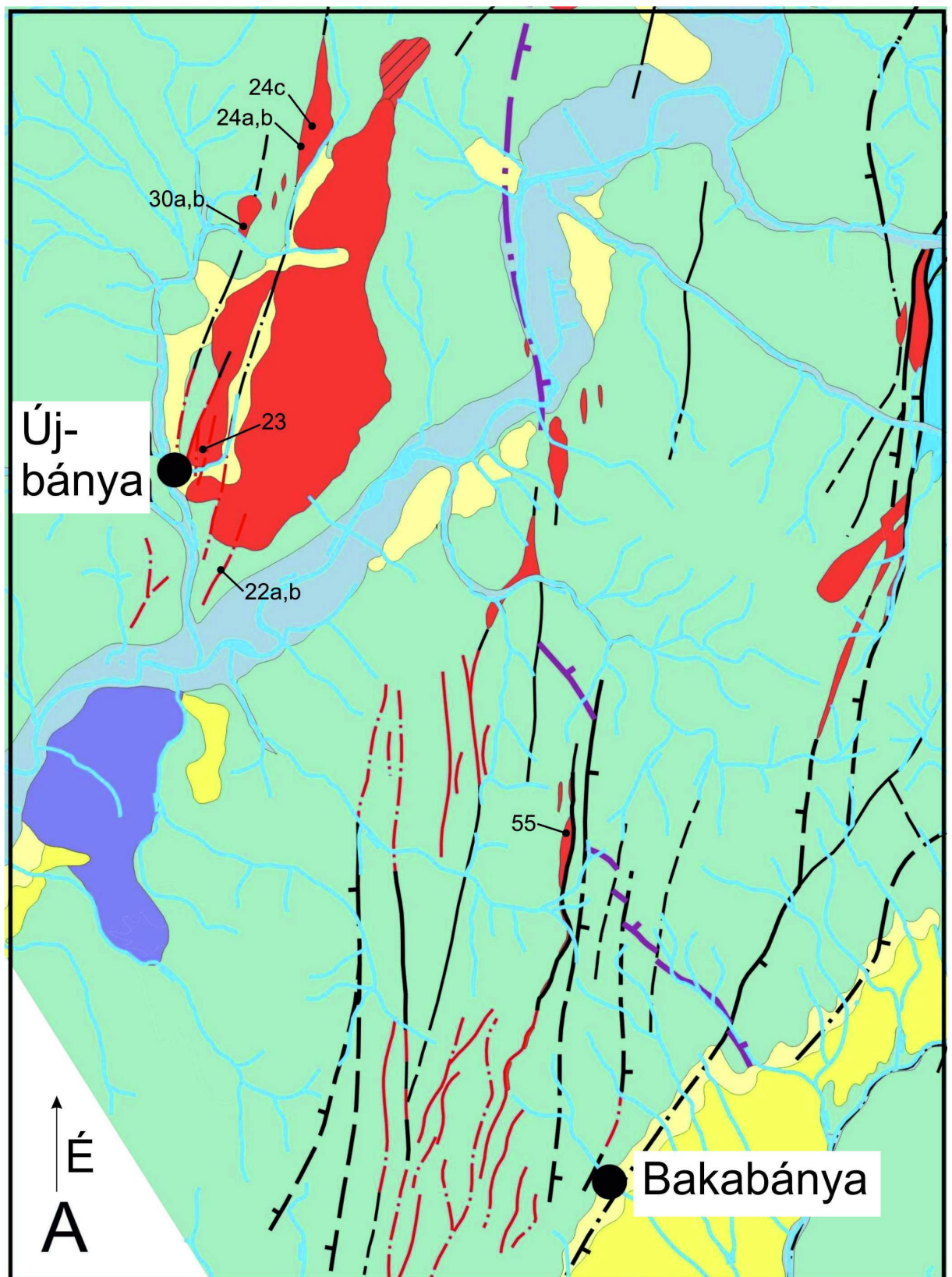
csúcsközeli zónában, az első csoportba sorolt lávafolyásoknál magasabb térszinten települ.

3. csoport (26. sz.-36. sz. minták) – mind közettanilag, mind pedig a legfelső rétegvulkáni szerkezet kifejlődése szempontjából a legváltozatosabb sorozat. A K/Ar korok (13,01-12,29 millió év), a földtani adatokkal összhangban jelzik a vulkáni tevékenység elhalását. Továbbá a sorozaton belüli két legfiatalabb kőzetelér kora (35. és 36. sz. minták K/Ar korok: $12,47 \pm 0,65$ millió év és $12,29 \pm 0,51$ millió év) egyben megadja a rétegvulkáni szerkezet kialakulásának a végét.

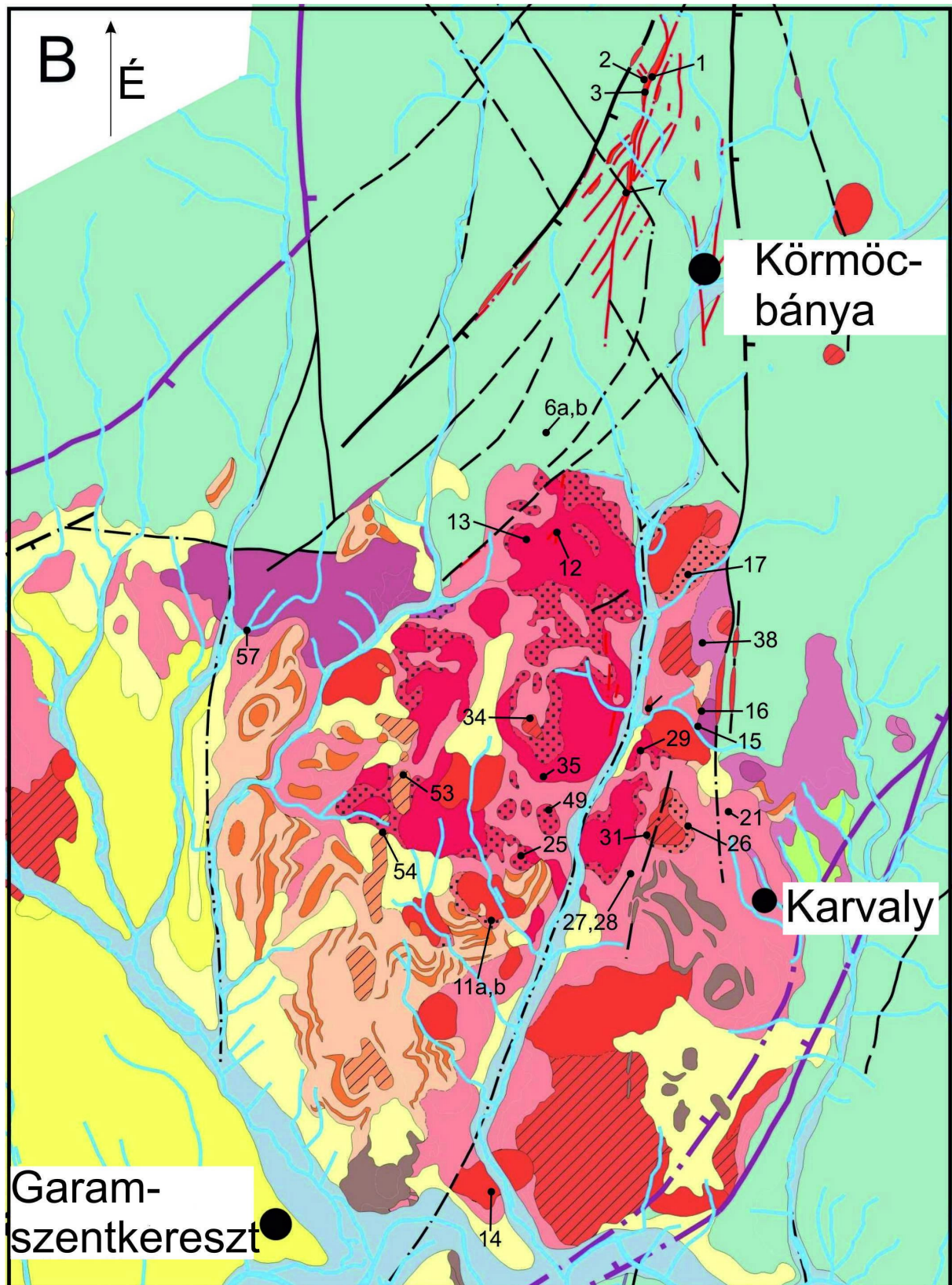
Összegzésként e fejezet végén kiemelném, hogy a Jávoros rétegvulkánnak a részletes geokronológiai vizsgálata meggyőzően igazolja, hogy az alapos terepi- és precíz közettani leírások alapján kiválasztott megfelelő számú kőzetmintán elvégzett konvencionális K/Ar kormeghatározások koradataiból (annak ellenére, hogy az adott időintervallumon belül egyes korok esetenként átfedik egymást) a részletes vulkanológiai megfigyelések birtokában elvégezhető egy ilyen nagyméretű, összetett vulkáni szerkezet fejlődéstörténetének a rekonstrukciója.



3.9. térkép: A Jastrabá/Karvaly Formáció szerkezeti felépítése, (Lexa, 2011)



3.10. térkép: Újbánya és Bakabánya térségének szerkezeti térképe a K/Ar mintavételi helyek megjelölésével, (Lexa, 2011)



3.11. térkép: Kőrmöcbánya térségének szerkezeti térképe a K/Ar mintavételi helyek megjelölésével, (Lexa, 2011)

3.8. A KÖRMÖCI-HEGYSÉG VULKANITJAI; „JASTRABÁ FORMÁCIÓ”

Konečný és munkatársai (1983) írták le a Jastrabá Formációt, mint területileg nem összefüggő riolit és dácit közettelérek, extrúzív dómok, lávaárak és hozzájuk kapcsolódó vulkáni kőzetek összességét, amit badeni és szarmata andezites ösztet határol a Selmeci-hegység, az Újbányai-hegység, Körmöci-hegység és a Madaras területén (3.9 térkép). A Selmeci-körhegység vulkáni területén a Jastrabá Formációnál fiatalabbak a Sibeničný komplexum nagy Al-tartalmú mészkalkái bazaltjai és bazaltos andezitjei, valamint a fedőjét képező Farakas-hegyi formáció (Vlči vrch Formation) bazaltos andezitjei és alkáli bazaltjai (3.3. térkép).

A Jastrabá Formáció magmás tevékenysége egy É-D, ÉK-DNy irányú vetőrendszerhez kapcsolódik, amely egy horst-gráben szerkezethez társul, nevezetesen a körmöci kiemelkedéshez, a Hodrus-Selmecbánya, Bakabánya és Újbánya horsztokhoz, és az egyidejű süllyedésekhez és garamszentkeresztli depresszióhoz (3.11. térkép). A vetőkkel való szerkezeti kapcsolatukat a helyzetük fejezi ki és a közettelérek, valamint az elnyúlt alakú extrúzív dómok orientációja (3.10., 3.11. térkép). A Jastrabá Formáció szerkezete nagyon összetett, jelezvén az intrúzív és extrúzív egységek elsődleges váltakozását és az erózió mértékét. Az intrúzív magmás testek csak a kiemelt területeken vannak feltárva, míg a lesüllyedt garami depresszió területén a formáció folytonos vulkáni sorozatot alkot, helyenként meghaladva a 400 m vastagságot is. A leginkább kiemelt helyzetű Körmöc, Hodrus-Selmecbánya és Bakabánya horsztokon csak közettelérek találhatók, amelyek szorosan kapcsolódnak az alacsony szulfidizációs epitermális rendszerekhez (3.10., 3.11. térkép). A legkevésbé kiemelt Újbánya horszt közettelérei a felszín hosszan elnyúló extrúzív dómként metszik (Konečný et al., 1998a, b, Lexa et al., 1998, Lexa, 2010). A garami süllyedék az egyetlen hely, ahol a teljes rétegsor fel van tárva (3. 11. térkép, Lexa, 2010).

A Jastrabá Formáció riolitjai szoros hasonlóságot mutatnak az ismert kis- és közepes szulfidizációs epitermális rendszerekkel Körmöcbánya, Bélabánya, Hodrus-Selmecbánya, Bakabánya és Újbánya érces területein (Lexa, 2000). A riolit és/vagy gránit porfir közettelérek az epitermális erekhez hasonló vetőkben helyezkednek el, amelyek adularizálódtak (Böhmer, 1966, Konečný et al., 1998a, b, Lexa et al., 1998). A körmöci epitermás rendszerek genetikai kapcsolata a riolitos magmás működéssel bizonyosságot nyert (Kodera et al., 2007a, b, Kodera et al., 2010).

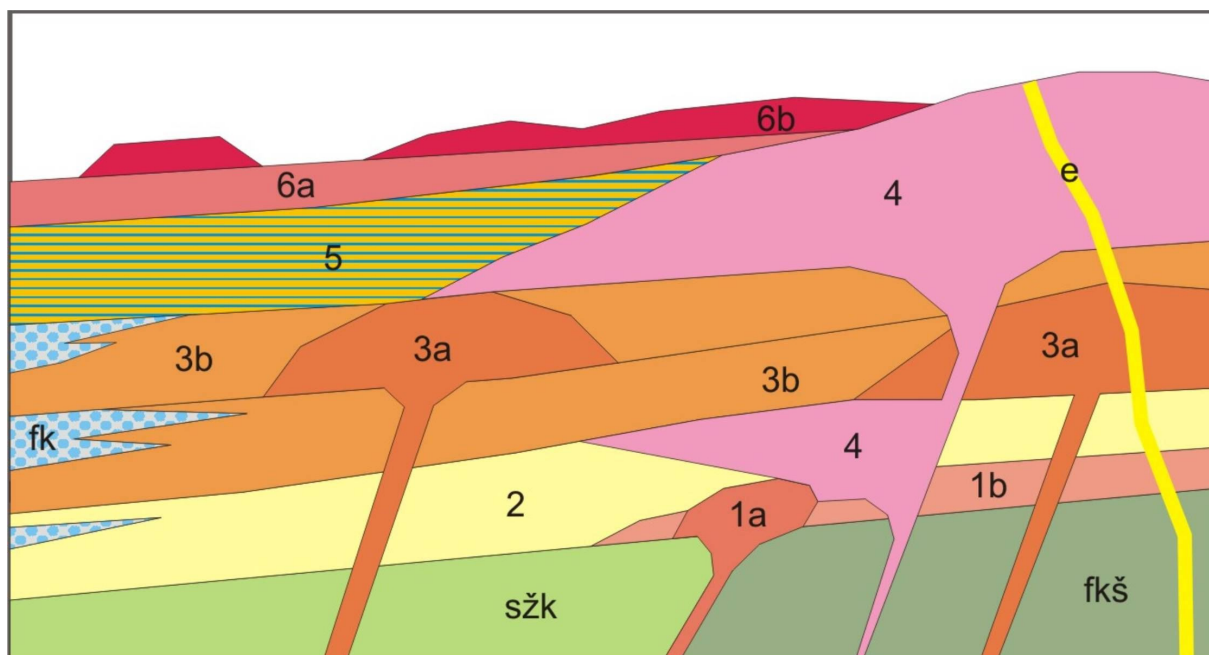
A kőzettani kritériumok szempontjából a Jastrabá Formáció riodácit, plagioklászriolit, szanidin-plagioklászriolit, plagioklász-szanidinriolit, kvarc-plagioklász-szanidinriolit és gránit

porfír (Konečný et al., 1998a, b, Lexa et al., 1998). Ez a felsorolás igazolja a fenokristály összetevők változatosságát, relatív gyakoriságát: plagioklász, szanidin, kvarc, amfibol és biotit. Az alapanyagban a riódacit és riolit szintén nagy különbséget mutat, tükrözve az összetételbeli eltéréseket.

3.8.1. A „JASTRABÁ FORMÁCIÓ KORA”

A megbízható radiometrikus korok hiánya miatt, a korábbiakban a Jastrabá Formáció korát litosztratigráfiai alapon és a közép szlovákiai vulkáni területen belüli elhelyezkedése alapján (települési viszonyok figyelembe vételével) határozták meg (Konečný et al., 1983, 1998a, b, Lexa et al., 1998). A fentiek szerint a Jastrabá Formáció kora fiatalabb, mint a szarmata andezit formációk, és idősebb, mint a pannóniai bazaltos rétegek. Palinológiai adatok alapján késő-szarmata/alsó-pannóniai korú (Konečný et al., 1983). Az első radiometrikus kormeghatározások eredményei alapján (K/Ar és F.T. módszerek) a koradatok 15,4-10,8 millió év korintervallumot adtak (Konečný et al., 1969, Bagdasarjan et al., 1970, Stohl 1976 és 14,4-10,9 millió év Repčok, 1981, 1982). A Selmeci-körhegységből származó legújabb K/Ar és Rb/Sr kormeghatározások alapján 12,2-11,4 millió év időintervallumot határoztak meg (Chernyshev et al., in press).

Az elmúlt évek során ismételten az érdeklődés középpontjába került a Selmeci-körhegység vulkánjainak komplex kutatása, különös tekintettel a gazdasági jelentőséggel kecsegtető érces területek pontosabb megismerése szempontjából. Talán ennek is köszönhető, hogy az egyik legfontosabb kutatási programomat képezi a Jastrabá Formáció geokronológiai vizsgálata. Körmöcbánya és Bakabánya közötti területről származó 37 kőzetmintának (3.9. térkép) 88 különböző frakcióján végeztem kormeghatározást. Az analitikai adatok a 3.4 táblázatban találhatóak. A koradatok értelmezése során 33 mintának 62 frakcióján sikerült földtani jelentéssel bíró kronológiai adatot meghatározni. Ezen adatok figyelembevételével készült a 3.2. ábra amely szemlélteti a Jastrabá Formációba sorolt különböző kőzettípusok koreloszlását. A földtani- és kőzettani adatok alapján összeállított litosztratigráfiai sorozathoz rendelt K/Ar koradatok segítségével megállapítható az egyes kőzettípusra vonatkozó, illetve jellemző korintervallum és átlagos kor (3.3 táblázat).



3.1. ábra: A Jastrabá Formáció szerkezeti felépítése (Lexa, 2010).

fkš – körmöci andezit Fm., szk – szarmata üledékes kőzetek a garami depresszióban,
 1a – riodácit extrúzív dóm, 1b – riodácit tufa és epiklasztos vulkáni kőzetek, 2 – riolit freatomagmás tufa, 3a – riolit extrúzív dóm, 3b – riolit piroklaszt és epiklasztos vulkáni kőzet, fk – fluviális konglomerátum a terület déli részén, 4 – riolit kriptodóm; 5 – tufás üledékek és átdolgozott tufa limnoszilikát horizontokkal, 6a – riolit tufa és epiklasztos vulkáni kőzetek, riolit láva folyás, e – epi-termális érc erek

Lexa és munkatársai (1998) a dolgozatukban 12,9-10,7 millió év korintervallumot adtak meg a riolitos vulkáni tevékenységre vonatkozóan. Az általam végzett kormeghatározások rövidebb időtartamra engednek következtetni; 12,5-11,5 millió év. Ezeket a koradatokat egybevetve a miocén kronosztratigráfiai időskálával (Harzhauser és Piller, 2007) megállapítható, hogy a Jastrabá Formációba tartozó riolitos vulkáni tevékenység a felső-szarmata/pannóniai emeletekben játszódtott le (Lexa és Pécskay, 2010). Az epitermális ásványosodás korát K/Ar és Rb/Sr módszer alkalmazásával határozták meg (12,8-10,7 millió év; Kantor és Ďurkovičová, 1985, Kantor et al., 1988, Chernyishev et al., 1995, Kraus et al., 1999, Háber et al., 2001).

A hidrotermás zónán belül meghatároztam az adulárosodott andezitek és riolitok K/Ar korát. Újbánya környezetében a hidrotermásan átalakult kőzetek átlagos kora $11,93 \pm 0,39$ millió év, míg Körmöcbánya térségében $11,76 \pm 0,45$ millió év átlagos kor adódott az adulárosodott kőzeteken. Ezek a korok csak kismértékben fiatalabbak a riolitoknál, amiből arra következtet-

hetünk, hogy a hidrotermás tevékenység szubszekvens módon követte a riolitos magmatizmust. Hasonló következtetésre jutottunk a Tokaji-hegységben és az Avas–Gutinban (nagybányai érces terület) vizsgált miocén epitermás rendszerek esetében is (Pécskay és Molnár, 2002, Kovács et al., 1997a).

A radiometrikus koradatok alapján az adulárosodás a hidrotermás rendszer korai fázisára jellemző, míg az agyagászványosodás (az illit/szmektit átalakulás) a vulkáni utóműködés késői fázisára utal.

Körmöcbánya környékéről származó agyagászványosan átalakult kőzetekből szeparált illitek átlagos kora; $10,73 \pm 0,57$ millió év (Kraus et al., 1999). Az adulárok és az illit/szmektit ásványfrakciók átlagos korának figyelembevételével megállapítható, hogy Körmöcbánya térségében a hidrotermás rendszer „élettartama” körülbelül 1 millió évre becsülhető. Az Au-Ag epitermás rendszer metallogenetikai leírása Kódera és munkatársainak dolgozatában található (2007a, b)

A fentiekben összefoglalt geokronológiai eredményeken túlmenően, ennek a kutatási témának fontos részét képezik a módszertani szempontból jelentős, új kísérleti tapasztalatokból levont következtetések. A nagyszámú mérési adatból az alábbi lényeges észrevételeket emelném ki, amelyeknek véleményem szerint kulcsszerepe lehet a radiometrikus koradatok helyes értelmezésénél.

A K/Ar kormeghatározásra kiválasztott minták előkészítéséhez általában nem elegendő a vékonycsiszolati leírás. Az alkalmas mintaelőkészítési módszer kiválasztásához a mikroszondás vizsgálatok eredményei (elsődleges, másodlagos ásványok jelenléte, ásványmechanikai hatások következtében létrejövő deformációi, repedezettsége, kristályszerkezeti átalakulás, ásványszemcsén belüli inhomogenitás, a kálium kőzeten belüli eloszlása stb.) nyújtanak pontos és nélkülözhetetlen információkat.

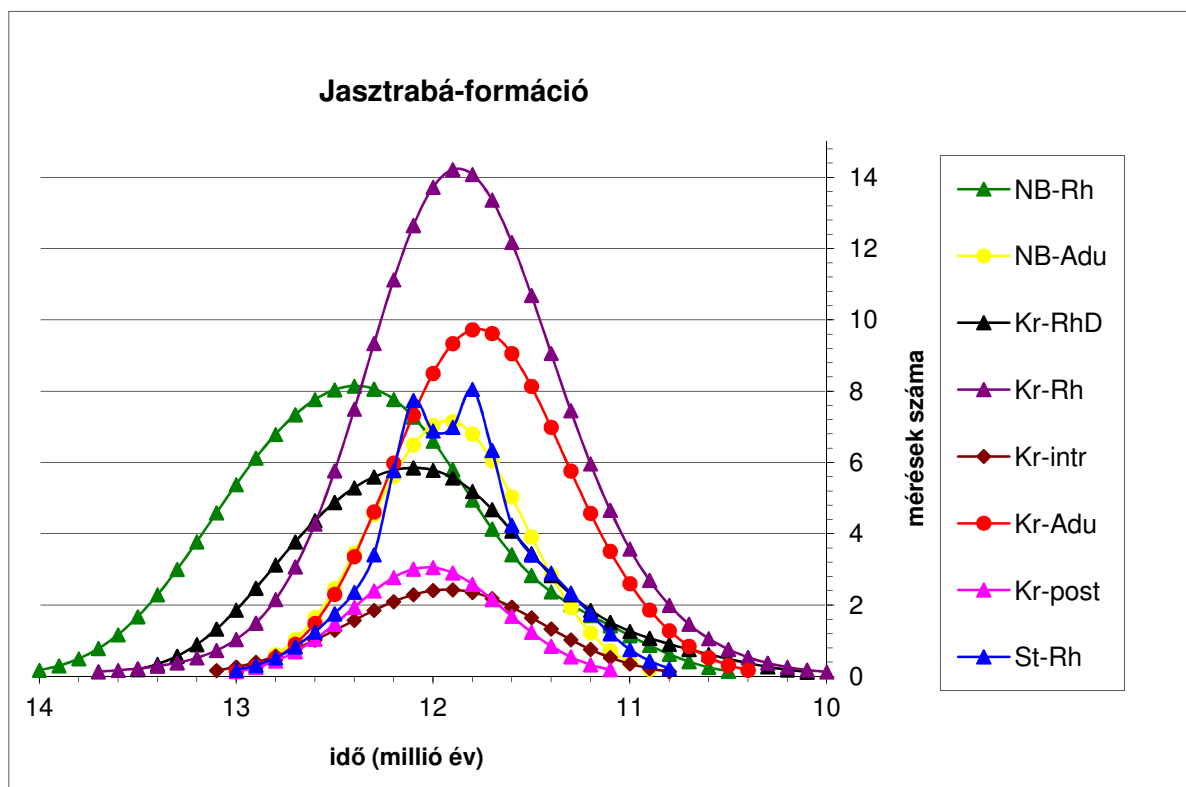
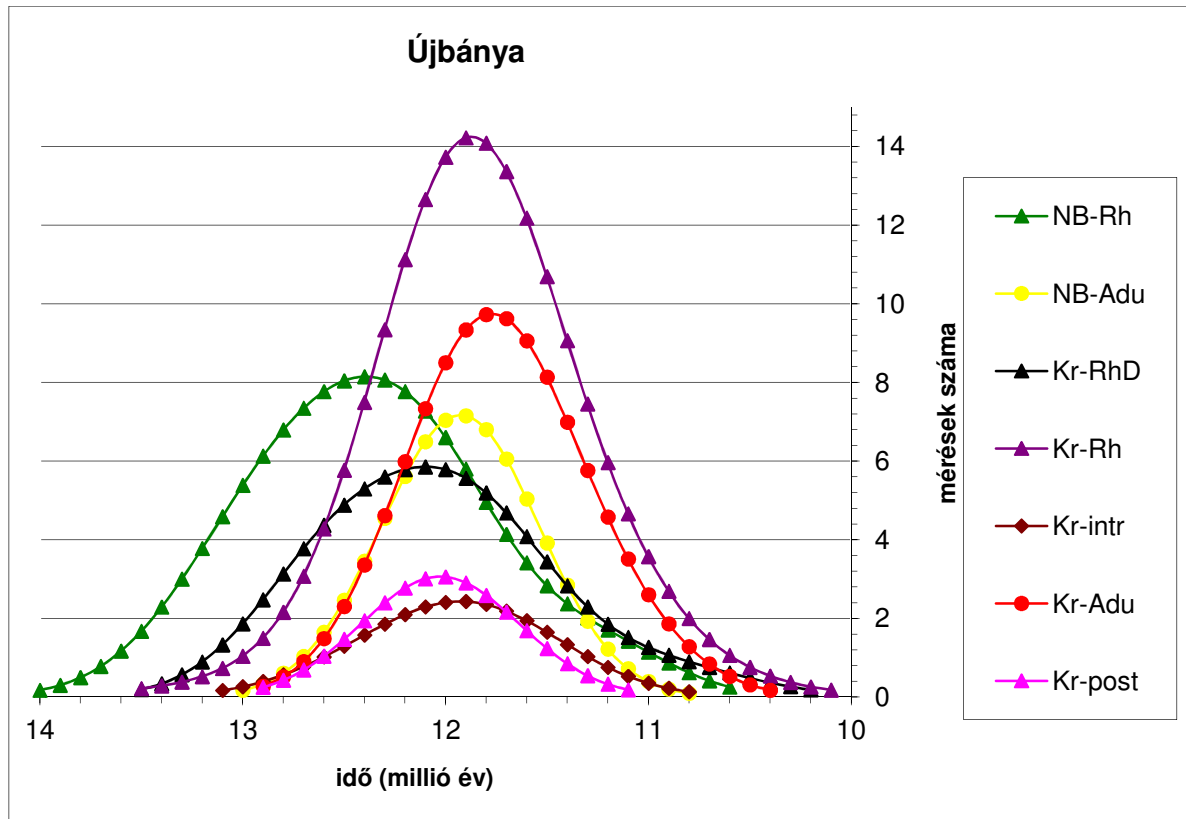
A különböző szemcseméretű frakciók mérésénél (0,1 mm–0,6 mm mérettartományon belül) komoly veszélyforrást jelent a frakciók inhomogenitása, amely egyrészt adódhat a különböző ásványszemcsék keveredéséből (pl. piroxén, amfibol és biotit, mint K-tartalmukban jelentősen eltérő ásványszemcsék összekeveredése), de előfordulhat egy ásványszemcsén belül is inhomogenitás, amely szintén „kor-torzulást” idéz elő (3.4. táblázat).

Összetett vulkáni szerkezetek geokronológiai vizsgálatánál legtöbb esetben nélkülözhetetlen a különböző Ar megtartó képességgel rendelkező ásványfrakciók szisztematikus vizsgálata. Kizárólag ezen ásványfrakciók összehasonlító vizsgálatával következtethetünk a „földtani hibák” forrására és azok mértékére.

Az üveges alapanyagú vulkáni/magmás kőzetek esetében csak abban az esetben remélhetünk megbízható K/Ar kort (különös tekintettel arra, hogy a vulkáni üveg, mint káliumban gazdag kőzetalkotó ásvány szerepel), amennyiben a részletes ásványtani vizsgálatok igazolják a vulkáni üveg épségét (pl. perlites riolit esetében). Ha ez a feltétel nem teljesül, akkor célszerű ezekből a kőzetekből az üveges frakciót elválasztani a mérés előtt (Lexa és Pécskay, 2010, Pécskay és Lexa, 2010).

Összességében megállapítható, hogy adott földtani probléma megoldásához a szükséges számú, megfelelő módon előkészített mintán meghatározott konzisztens K/Ar korok, a földtani adatokkal összevetve együttesen igazolják a geokronológiai modell megbízhatóságát.

dc_213_11



3.2. ábra: A Jasztrabá-formáció miocén vulkáni kőzeteinek koreloszlása

3.3. táblázat: A K/Ar koradatok alapján meghatározott korintervallumok és átlagos korok

Nb-Rh	Az Újbánya terület riolitjai	13,12±0,41–11,21±0,34	12,41±0,63
Nb-Adu	Az Újbánya terület adalárosodott riolitjai és andezitjei az epitermás telérek közelében	12,12±0,37–11,79±0,37	11,93±0,39
Kr-Rhd	A Körmöcbánya terület riodácitjai	12,64±0,39–11,00±0,45	12,10±0,60
Kr-Rh	A Körmöcbánya terület limnikus kovagél üledéknél régebbi riolitjai	12,27±0,37–11,28±0,49	11,86±0,50
Kr-intr	A Körmöcbánya terület kriptodómok formájában települt (limnikus kovagél üledéknél régebbi?) riolitjai	12,29±0,42–11,68±0,42	11,95±0,48
Kr-Adu	A Körmöcbánya terület adalárosodott riolitjai és andezitjei az epitermás telérek közelében	12,09±0,37–11,11±0,35	11,76±0,45
Kr-post	A Körmöcbánya Kremnica terület limnikus kovagél üledék szinteket takaró (viszonylagosan fiatalabb) riolitjai	12,09±0,38–11,99±0,38	12,02±0,39
St-Rh	A Selmeci-hegység terület riolitjai (Chernyshev et al., in press)	12,20±0,40–11,40±0,30	11,93±0,34

3.4. táblázat: A Jastrabá (Karvaly) Formációba tartozó neogén riolitok K/Ar kora

Minta-szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani háttér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
LKR-1	LH-10	48	43	39.7	18	54	14.5	Jánoshegy, Templomhegy	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	kf-aa	0,4-0,2	2,90	1,355	28,0	11,98 $\pm$ 0,63
LKR-2	LH-12	48	43	39.3	18	54	13.5	Jánoshegy Farkas telér	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	kf-aa	0,4-0,2	7,19	3,323	62,7	11,85 $\pm$ 0,39
LKR-2	LH-12	48	43	39.3	18	54	13.5	Jánoshegy Farkas telér	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	kf-aa	0,4-0,2	7,10	3,263	58,6	11,79 $\pm$ 0,40
LKR-3	LH-15	48	43	36.8	18	54	13.9	Jánoshegy, Templomhegy	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	kf-aa	0,4-0,2	6,88	3,135	83,0	11,68 $\pm$ 0,36
LKR-6a	GA-36	48	41	05.7	18	53	31.4	Lucski	adulárosodott zóna	aduláros andezit	7	adulár	0,3-0,1	9,08	4,124	88,2	11,64 $\pm$ 0,36
LKR-6b	GA-36	48	41	05.7	18	53	31.4	Lucski	adulárosodott zóna	aduláros andezit	7	adulár	0,3-0,1	8,02	3,622	71,2	11,58 $\pm$ 0,37
LKR-7	KRL-173	48	42	52.2	18	54	08.3	Körmöcbánya, Sturec	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	t.k.	0,4-0,2	8,72	3,779	72,1	11,11 $\pm$ 0,35
LKR-7	KRL-173	48	42	52.3	18	54	08.4	Körmöcbánya, Sturec	kőzettelér epitermális ér mellett	aduláros riolit porfir	6	t.k.	0,4-0,2	8,21	3,682	69,2	11,50 $\pm$ 0,37
LKR-11a	JP-4a	48	37	36.9	18	53	17.6	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm belseje	szferolitos riolit	3	kf-aa	0,2-0,1	5,36	2,437	68,1	11,66 $\pm$ 0,38
LKR-11a	JP-4a	48	37	36.9	18	53	17.6	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm üveges pereme	szferolitos riolit	3	kf-aa	0,4-0,2	5,05	2,365	63,2	12,01 $\pm$ 0,40
LKR-11a	JP-4a	48	37	36.9	18	53	17.6	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm üveges pereme	szferolitos riolit	3	biotit	0,4-0,2	6,84	3,073	72,9	11,52 $\pm$ 0,36
LKR-11b	JP-4b	48	37	37.6	18	53	14.1	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm üveges pereme	kovásodott üveges riolit	3	biotit	0,2-0,1	6,05	2,829	70,7	11,99 $\pm$ 0,38
LKR-11b	JP-4b	48	37	37.6	18	53	14.1	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm üveges pereme	kovásodott üveges riolit	3	kf-aa	0,4-0,2	3,38	1,128	36,4	8,56 $\pm$ 0,37
LKR-11b	JP-4b	48	37	37.6	18	53	14.1	Ókormöcke Jelsova patak	extrúzív dóm üveges pereme	kovásodott riolit	3	kf	0,4-0,2	3,46	1,405	40,7	10,41 $\pm$ 0,42
LKR-12	CV-6	48	40	26.0	18	53	39.0	Felsőtóti Ördöghegy	hévforrás mellett	aduláros riolit	7	adulár	0,4-0,2	5,57	2,626	85,6	12,09 $\pm$ 0,37

Minta- szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani háttér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (×10 ⁻⁶ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
LKR-12	CV-6	48	40	26.0	18	53	39.0	Felsőtóti Ördöghegy	hévforrás mellett	aduláros riolit	7	szferolitos aa	0,4-0,2	5,82	2,696	73,9	11,88±0,37
LKR-13	CV-7	48	40	22.5	18	53	20.0	Kapronca Ördöghegy	adulárosodott zóna	aduláros riolit	7	szferolitos aa	0,4-0,2	4,79	2,224	89,1	11,90±0,36
LKR-13	CV-7	48	40	22.5	18	53	20.0	Kapronca Ördöghegy	adulárosodott zóna	aduláros riolit	7	kf-aa	0,4-0,2	4,45	2,086	84,0	12,03±0,37
LKR-14	SK-1	48	35	41.3	18	53	34.2	Ókőrmöcke	extrúzáv dóm belseje	szferolitos riolit	3	biotit	0,6-0,4	7,03	3,272	79,8	11,93±0,37
LKR-14	SK-1	48	35	41.3	18	53	34.2	Ókőrmöcke	extrúzáv dóm belseje	szferolitos riolit	3	kf-aa	0,4-0,2	4,21	1,935	71,1	11,78±0,38
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	biotit	0,2-0,1	3,75	1,885	78,5	12,89±0,40
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	biotit	0,6-0,4	5,47	2,561	67,2	12,00±0,39
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	biotit	0,4-0,2	6,71	3,278	85,7	12,53±0,38
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	amfibol	0,2-0,1	1,33	0,659	54,9	12,71±0,44
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	amfibol	0,4-0,2	2,25	1,142	78,6	13,01±0,40
LKR-15	BLX-2	48	39	08.0	18	55	19.5	Bartos	extrúzáv dóm üveges pere- me	üveges riodácit	1	vulkáni üveg	0,4-0,2	3,53	1,685	79,6	12,24±0,38
LKR-16	BLX-1	48	39	12.6	18	55	23.3	Bartos	extrúzáv dóm belseje	szferolitos riodácit	1	vulkáni üveg + aa	0,4-0,2	3,61	1,537	19,4	10,92±0,79
LKR-16	BLX-1	48	39	12.6	18	55	23.3	Bartos	extrúzáv dóm belseje	szferolitos riodácit	1	biotit	0,6-0,4	6,07	2,967	72,7	12,53±0,40
LKR-16	BLX-1	48	39	12.6	18	55	23.3	Bartos	extrúzáv dóm belseje	szferolitos riodácit	1	amfibol	0,6-0,4	0,83	0,430	60,0	13,27±0,44
LKR-17	DV-2	48	40	08.6	18	55	04.9	Sváb	blokk és hamuár üledék	üveges riolit (perlit)	2	biotit	0,2-0,1	6,21	2,927	81,4	12,08±0,37
LKR-17	DV-2	48	40	08.6	18	55	04.9	Sváb	blokk és hamuár üledék	üveges riolit (perlit)	2	biotit	0,4-0,2	6,61	3,063	77,9	11,88±0,37

Minta- szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani háttér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (×10 ⁻⁶ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
LKR-17	DV-2	48	40	08.6	18	55	04.9	Sváb	blokk és hamuár üledék	üveges riolit (perlit)	2	vulkáni üveg + aa	0,4-0,2	4,39	1,853	58,2	10,82±0,37
LKR-20a	JAF-103a	48	32	46.3	18	54	27.2	Kövesmocsár	vastag kőzet- telér pereme	üveges riodácit	1	biotit	0,6-0,4	6,91	3,407	78,0	12,64±0,39
LKR-20a	JAF-103a	48	32	46.3	18	54	27.2	Kövesmocsár	vastag kőzet- telér pereme	üveges riodácit	1	kf	0,6-0,4	6,24	2,547	81,4	10,47±0,32
LKR-20a	JAF-103a	48	32	46.3	18	54	27.2	Kövesmocsár	vastag kőzet- telér pereme	üveges riodácit	1	kf	0,6-0,4	6,24	2,592	87,9	10,65±0,33
LKR-20a	JAF-103a	48	32	46.3	18	54	27.2	Kövesmocsár	vastag kőzet- telér pereme	üveges riodácit	1	kf	0,4-0,2	4,04	1,835	85,9	11,64±0,36
LKR-20a	JAF-103a	48	32	46.3	18	54	27.2	Kövesmocsár	vastag kőzet- telér pereme	üveges riodácit	1	vulkáni üveg	0,6-0,4	3,52	1,636	79,3	11,92±0,37
LKR-21	JA-6	48	38	37.0	18	55	44.6	Karvaly	poligonális blokk epiklasztikus breccsából	üveges riolit (perlit)	4	biotit	0,4-0,2	5,93	2,613	40,3	11,30±0,46
LKR-21	JA-6	48	38	37.0	18	55	44.6	Karvaly	poligonális blokk epiklasztikus breccsából	üveges riolit (perlit)	4	biotit	0,6-0,4	5,80	2,550	36,1	11,28±0,49
LKR-21	JA-6	48	38	37.0	18	55	44.6	Karvaly	poligonális blokk epiklasztikus breccsából	üveges riolit (perlit)	4	vulkáni üveg + kf	0,6-0,4	4,16	1,627	38,8	10,04±0,42
LKR-21	JA-6	48	38	37.0	18	55	44.6	Karvaly	poligonális blokk epiklasztikus breccsából	üveges riolit (perlit)	4	vulkáni üveg + kf	0,4-0,2	4,13	1,717	50,3	10,67±0,38
LKR-22a	NB-10a	48	25	05.0	18	38	55.0	Újbánya Gupna	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott andezit	7	t.k.	0,4-0,2	5,71	2,626	80,1	11,79±0,37
LKR-22a	NB-10a	48	25	05.0	18	38	55.0	Újbánya Gupna	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott andezit	7	kf-aa	0,4-0,2	5,92	2,798	84,2	12,12±0,37
LKR-22b	NB-10b	48	25	05.0	18	38	55.0	Újbánya Gupna	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott és agyagásványosodott andezit	7	t.k.	0,4-0,2	7,52	3,461	75,7	11,80±0,37
LKR-22b	NB-10b	48	25	05.0	18	38	55.0	Újbánya Gupna	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott és agyagásványosodott andezit	7	kf-aa	0,4-0,2	8,39	3,952	75,2	12,08±0,38

Minta- szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani hátér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (×10 ⁻⁶ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
LKR-23	NB-16	48	25	49.0	18	38	37.0	Újbánya Althandel	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott riolit	6	t.k.	0,4-0,2	8,27	3,870	85,7	12,00±0,37
LKR-23	NB-16	48	25	49.0	18	38	37.0	Újbánya Althandel	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott riolit	6	kf-aa	0,4-0,2	8,47	3,936	87,6	11,91±0,36
LKR-23	NB-16	48	25	49.0	18	38	37.0	Újbánya Althandel	kőzzettelér epitermális ér mellett	adulárosodott riolit	6	szferolitos aa	0,4-0,2	8,53	3,933	85,6	11,82±0,36
LKR-24a	NB-21a	48	27	50.0	18	39	20.0	Újbánya Bexapel	extrúzáv dóm pereme	üveges riolit (perlit)	0	biotit	0,4-0,2	6,91	3,318	51,0	12,31±0,44
LKR-24a	NB-21a	48	27	50.0	18	39	20.0	Újbánya Bexapel	extrúzáv dóm pereme	üveges riolit (perlit)	0	vulkáni üveg	0,4-0,2	4,00	1,748	84,0	11,21±0,34
LKR-24b	NB-21b	48	27	50.0	18	39	20.0	Újbánya Bexapel	extrúzáv dóm pereme	felzites riolit	0	biotit	0,6-0,4	6,91	3,286	48,7	12,19±0,45
LKR-24b	NB-21b	48	27	50.0	18	39	20.0	Újbánya Bexapel	extrúzáv dóm pereme	felzites riolit	0	kf-aa	0,4-0,2	4,04	1,918	75,9	12,19±0,38
LKR-25	JP-14	48	38	08.7	18	53	42.7	Stara Kremnicka. Salas	endogén dóm pereme	szferolitos riolit	5	kf-aa	0,2-0,1	4,40	2,041	58,7	11,89±0,40
LKR-25	JP-14	48	38	08.7	18	53	42.7	Ókőrmöcke Salas	endogén dóm pereme	szferolitos riolit	5	kf-aa	0,4-0,2	4,41	2,115	55,5	12,29±0,42
LKR-26	JS-4	48	38	27.8	18	55	21.9	Karvaly, perlit előfor- dulás	extrúzáv breccsa pere- me	üveges riolit (perlit)	4	biotit	0,6-0,4	6,12	2,801	40,4	11,73±0,47
LKR-26	JS-4	48	38	27.8	18	55	21.9	Karvaly, perlit előfor- dulás	extrúzáv breccsa pere- me	üveges riolit (perlit)	4	biotit	0,4-0,2	6,24	2,850	45,4	11,71±0,44
LKR-26	JS-4	48	38	27.8	18	55	21.9	Karvaly, perlit előfor- dulás	extrúzáv breccsa pere- me	üveges riolit (perlit)	4	vulkáni üveg	0,4-0,2	4,28	1,846	41,1	11,06±0,44
LKR-26	JS-4	48	38	27.8	18	55	21.9	Karvaly, perlit előfor- dulás	extrúzáv breccsa pere- me	üveges riolit (perlit)	4	pl	0,4-0,2	0,74	0,346	37,9	11,98±0,50
LKR-27	BLJ-5b	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	üveges riolit (perlit)	3	biotit	0,6-0,4	7,05	3,321	82,2	12,08±0,37
LKR-27	BLJ-5b	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	üveges riolit (perlit)	3	biotit	0,4-0,2	6,96	3,241	67,7	11,94±0,39

Minta- szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani háttér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (×10 ⁻⁶ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
LKR-27	BLJ-5b	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	üveges riolit (perlit)	3	vulkáni üveg	0,4-0,2	4,11	1,773	31,6	11,06±0,53
LKR-27	BLJ-5b	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	üveges riolit (perlit)	3	pl	0,4-0,1	1,21	0,598	35,8	12,67±0,55
LKR-27	BLJ-5b	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	üveges riolit (perlit)	3	pl	0,6-0,2	0,72	0,352	60,8	12,56±0,42
LKR-28	BLJ-5c	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	szferolitos riolit	3	szferolitos aa	0,4-0,2	3,78	1,747	20,0	11,85±0,83
LKR-28	BLJ-5c	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	szferolitos riolit	3	szferolitos aa	0,6-0,4	3,75	1,759	17,9	12,03±0,93
LKR-28	BLJ-5c	48	38	04.7	18	54	51.6	Bartos	blokk epiklasztos breccsából	szferolitos riolit	3	biotit	0,6-0,4	5,78	2,767	53,0	12,27±0,43
LKR-29	BLJ-17	48	38	57.4	18	54	50.3	Bartos	endogén dóm pereme	szferolitos riolit	5	kf-aa	0,4-0,2	7,35	3,347	50,1	11,68±0,42
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér pereme	részlegesen üveges porfiros riolit	0	biotit	0,4-0,2	6,98	3,275	76,9	12,03±0,38
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér pereme	részlegesen üveges porfiros riolit	0	biotit	0,6-0,4	6,97	3,323	57,2	12,22±0,42
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	részlegesen üveges porfiros riolit	0	kf-aa	0,6-0,4	3,92	1,685	77,4	11,02±0,34
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	részlegesen üveges porfiros riolit	0	pl	0,6-0,4	0,67	0,227	55,4	8,70±0,30
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	részlegesen üveges porfiros riolit	0	biotit	0,2-0,1	6,41	3,181	80,0	12,72±0,39
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	részlegesen üveges porfiros riolit	0	kf-aa	0,2-0,1	3,38	1,714	77,4	13,01±0,41
LKR-30a	NB-24a	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	részlegesen üveges porfiros riolit	0	pl	0,2-0,1	0,75	0,374	64,7	12,74±0,42
LKR-30b	NB-24c	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	felzites porfiros riolit	0	biotit	0,6-0,4	6,79	3,474	75,8	13,12±0,41
LKR-30b	NB-24c	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag kőzet- telér közepe	felzites porfiros riolit	0	biotit	0,6-0,2	7,00	3,414	62,0	12,50±0,41

Minta- szám	Terepi szám	Földrajzi koordináták (WGS 84)						Származási hely	Földtani hátér	Kőzettípus	Csoport*	Mért frakció	Szemcseméret (mm)	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (×10 ⁻⁶ cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
LKR-30b	NB-24c	48	27	17.0	18	38	49.0	Újbánya Bexapel	vastag közet- telér közepe	felzites porfiros riolit	0	szferolitos aa	0,6-0,4	4,16	1,923	62,4	11,86±0,39
LKR-34	BL-25	48	39	06.7	18	53	32.2	Bartos Haj	lávaflow	szferolitos riolit	8	kf	0,6-0,4	8,22	2,411	80,2	7,53±0,23
LKR-34	BL-25	48	39	06.7	18	53	32.2	Bartos Haj	lávaflow	szferolitos riolit	8	kf-aa	0,6-0,4	4,42	1,688	62,1	9,80±0,32
LKR-34	BL-25	48	39	06.7	18	53	32.2	Bartos Haj	lávaflow	szferolitos riolit	8	biotit	0,2-0,1	6,71	3,140	62,2	12,00±0,40
LKR-38	BLX-9	48	39	44.3	18	55	18.5	Bartos	blokk epiklasztikus breccsából	felzites szferolitos riodácit	1	kf-aa	0,2-0,1	3,65	1,567	39,0	11,00±0,45
LKR-40	BB-1	48	28	55.4	18	56	11.5	Bélabánya	kőzettelér epitermális ér mellett	adulár-gazdag andezit porfir	7	kf-aa	0,4-0,2	8,04	3,881	67,7	12,37±0,40
LKR-53	KOP-10	48	38	56.1	18	52	17.3	Kopernica	lávaflow	szferolitos riolit	8	biotit	0,4-0,2	5,22	2,699	73,2	12,09±0,38
LKR-54	KOP-12	48	38	33.3	18	52	14.1	Barskapronca	lávaflow	szferolitos riolit	8	biotit	0,4-0,2	5,95	2,616	68,9	11,99±0,38
LKR-55	PUK-05	48	23	33.2	18	42	31.2	Zerge-hát, Bakabánya	vastag közet- telér	riolit felzit	0	biotit	0,4-0,2	6,90	3,408	51,1	12,65±0,45
LKR-57	SL-04	48	39	33.0	18	50	32.4	Mogyorómál	extrúzáv dóm pereméhez közeli pont	szferolitos riodácit	1	biotit	0,4-0,2	6,52	3,014	78,0	11,86±0,37
LKR-62	Rozália	48	27	43.1	18	51	46.8	Hodrusa, Rozália bánya	fedő, Rozália ér	kvarediorit	6	t.k.	?	6,64	3,322	56,5	12,82±0,44
LKR-62	Rozália	48	27	43.1	18	51	46.8	Hodrusa, Rozália bánya	fedő, Rozália ér	kvarediorit	6	t.k.	?	6,46	3,142	56,8	12,47±0,43

Megjegyzések a 3.4. táblázathoz:

***Csoportok:**

0 – nem meghatározott

1 – korai riódácitok

2 – fő csoport, viszonylag idős

3 – fő csoport

4 – fő csoport, viszonylag fiatal

5 – kriptodómok

6 – adulária-átalakult riolitok

7 – adulária-átalakult andezitek

8 – lávafolyamok a limnikus kovaüledékek felett

A szürke háttérrel jelölt mérési eredmények analitikai szempontból bizonytalanok, a minták bontottsága miatt.

Jelmagyarázat a mért frakciókhoz: kf – káliföldpát, aa – alapanyag, pl – plagioklász, t.k. – teljes kőzet

3.9. A VEPOR RÉTEGVULKÁN ("TISOVEC FORMATION") GEOKRONOLÓGIAI ÉS VULKANOLÓGIAI VIZSGÁLATA

A Vepor rétegvulkán szerkezeti vázlata és földtani felépítése a 3.12. térképen látható. A Nyugati Kárpátok egyik legbonyolultabb vulkáni szerkezetéről van szó, amelynek magmás termékei mintegy 300 km²-en nyomozhatók. A tektonikai hatások következtében lejátszódó kiemelkedést intenzív lepusztulás követte. Ennek eredményeként az eredeti vulkáni formák szétroncsolódtak, a kőzetek felaprózódtak és a vulkáni törmelékes árakkal – a felszíni formák-tól függően – a központi vulkáni zónától különböző távolságra szállítódtak. Ugyanennek a folyamatnak köszönhető, hogy az eredetileg fedett állapotban lévő szubvulkáni intrúzív komplex a jelenlegi felszínre került.

A korábbi földtani leírások szerint a vulkáni összlet alsó részét gránátos amfibolhiperszténandezit kőzettelérek, extrúzív dómok és epiklasztos breccsák építik fel, amelyre a fiatalabb, nagyobb térfogatú piroxénandezit rétegvulkán települ. Mikropaleontológiai adatok alapján a vulkáni működés korát felső-badeni/alsó-szarmata emeletbe sorolták (Sitár és Dianiška, 1979). Radiometrikus kormeghatározást csak a „fiatalabb sorozatba” tartozó kőzetmintákon végeztek, a hasadvány nyom (FT) módszer alkalmazásával (16,4-16,2 millió év, Repčok, 1981).

Sikeres tudományos pályázataink tették lehetővé, hogy szlovák kollégáimmal (V. Konečný és P. Konečný) néhány évvel ezelőtt elkezdhessük a Vepor rétegvulkán részletes paleovulkanológiai vizsgálatát. Tekintettel arra, hogy a két rendelkezésre álló összefoglaló geokronológiai cikk (Pécskay et al., 1995a, 2006) megírásakor még nem állt rendelkezésünkre K/Ar koradat erről a vulkáni szerkezetről, ennek a kutatási témának külön jelentőséget tulajdonítottunk.

Az eddigi eredményeinkről két nemzetközi konferencián számoltunk be (Konečný et al., 2010, 2011).

Az új, komplex vulkanológiai, kronológiai és kőzet fácies tanulmányaink alapján felismertük és elkülönítettük a rétegvulkán központi, proximális és disztális zónáit.

A központi vulkáni zóna gyökere egy mély eróziós árokban került a felszínre, (a Magnetovy vrch domb környezetében, ÉNy-ra Tiszolc/Tisovec városától, a 3.12. térkép). Ehhez a zónához tartozó nagy méretű, cédrus alakú diorit intrúzió két mérést végeztem (VK-47. és VK-26. számú minták, K/Ar korok: $12,28 \pm 0,42$ millió év és $12,08 \pm 0,47$ millió év, 3.5. táblázat). A kitűnően egyező radiometrikus korok, a szubvulkáni test benyomulását követő lehű-

lésnek („zárt rendszer” kialakulása) a korát tükrözi. A terepi megfigyelések szerint, a dioritok karbonátos kőzetekkel való érintkezése intenzív szkarn képződést eredményezett.

Később az „idős” diorit intrúziót párhuzamosan elhelyezkedő andezit telérek szeltek át (VK-16., K/Ar kor: $11,94 \pm 1,0$ millió év). A telér bontottsága miatt a K/Ar kort „minimális” kornak célszerű tekinteni.

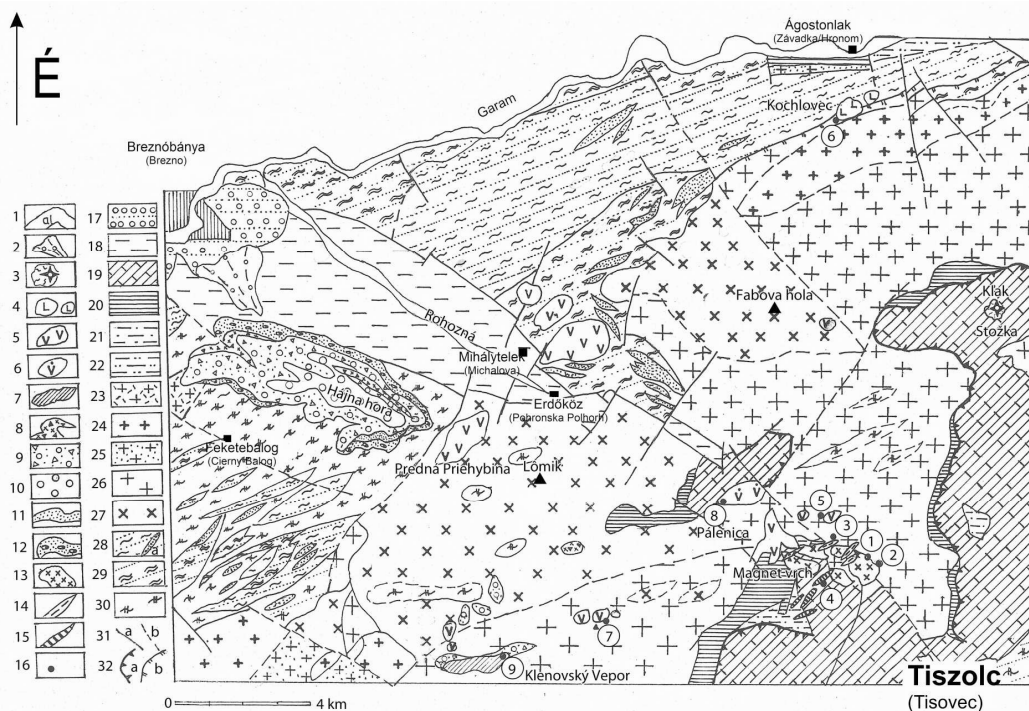
A bazaltos andezit telérek szintén átalakult kőzetek a kontakt kölcsönhatás következtében (VK-528., K/Ar kor: $12,02 \pm 1,05$ millió év), ebből következik, hogy csak nagyobb analitikai hibával ($\pm 1,05$ millió év) mérhető ez a kőzetminta is.

A proximális zóna területén, a réteg vulkán lejtőjén néhány gránát tartalmú hiperszténamfibolandezit intrúzív-extrúzív test található. Ezek a magmás testek szintén az erózió hatására kerültek a felszínre. Három különböző feltárásból gyűjtöttünk be két andezit (VK-1. és VK-541. sz. minták) és egy riodácit mintát (VK-42. sz. minta), amely a Vepor É-i részén Závodka falutól D-re bukkan a felszínre. Az analitikai adatok alapján, az ezeket a kőzeteket ért szingenetikus átalakulás (autometaszomatózis) nem okozott változást a K/Ar korokban, vagyis az analitikai korokat földtani koroknak tekinthetjük ($12,1-12,5$ millió év).

A disztális vulkáni zónában a magmás kőzetek lepusztulási termékei találhatók, amelyek a központi zónához képest radiális irányú paleo-völgyeket töltöttek fel.

Összegezve a vulkanológiai megfigyelésekből, a petrográfiai és petrológiai leírásokból és a K/Ar kormeghatározásokból levonható következtetéseket, a vulkáni működésen belül az alábbi négy fázis különböztethető meg:

- A kezdeti szakaszban a kiömlési és robbanásos tevékenységek során épült fel a réteg vulkán.
- A második szakaszban a kiömlési magmás tevékenység az amfibolandezit extrúzív dómok megjelenését eredményezi, ugyanakkor a központi vulkáni zónában intenzív magmás tevékenység következtében nagyméretű diorit test nyomul be.
- A harmadik szakaszban kis parazita kúpok/vulkánok és intrúzív-extrúzív testek képződtek a proximális zónában. A vulkanizmus végső fázisában lávafolyások hozták létre a Klenovsky Vepor lávatakarót (VK-39. sz. mint, K/Ar kor: $11,56 \pm 0,43$ millió év).
- A negyedik szakaszban a nagy regionális mozgásokkal, felemelkedésekkel és felboltozódásokkal egyidejűleg a réteg vulkán szerkezete lepusztul, amelynek eredményeként a szubvulkáni intrúzív komplex a jelenlegi felszínre kerül.



3.12. térkép: A Vepor rétegvulkán szerkezeti vázlata, (V. Konečný és P. Konečný 2010, valamint az 1: 200 000 léptékű, Bezák et al., 2008, térképek alapján)

Kvarter

1- alluviális üledékek, homok és kavics 2- proluviális üledékek, homok, kavics

Neogén

3 -Stožka vulkán, láva kürtökitöltés (neck) salakkúp maradvánnyal

Vepor rétegvulkán

Intrúzív és extrúzív andezit kőzettestek

4-riodácit, 5-amfibolandezit, 6-gránát tartalmú amfibolandezit

Ősvölgy kitöltő kőzetek

7-piroxénandezit lávaár, 8-piroklasztikus breccsa, 9- epiklasztikus vulkáni breccsa, 10- durvaszemcsésű, tömbös epiklasztikus vulkáni konglomerátum, 11- epiklasztikus vulkáni homokkő, 12-fekűrtegek, tufitos homok nem vulkáni eredetű kavicsal

A Mágnes-hg./Magnetový vrch intrúzív komplexuma

13-diorit, porfiros diorit, 14- amfibolandezit dyke, 15-bazaltandezit dyke, 16- K-Ar datált vulkáni és intrúzív kőzetminták begyűjtési helye

Vulkánosság előtti aljzat

17- A Subtatra csoport paleogén üledékei, kavics, homok, homokkő, agyag (felső eocén), 18-Hutianske rétegek, homokkő, agyag (oligocén), 19-Meg nem határozott mezozoos tektonikai egységek, kvarcit, mészkő, dolomit, 20-Foederata csoport (triász), metamorf mészkő, dolomit, kvarcit, 21-Hronikum, Nižná Boca Formáció (késő karbon-perm), homokkő polimikt konglomerátummal, 22-Rimava Formáció (késő karbon, perm), metamorfizált arkóza és agyag

A Veporicum kristályos egységei

23-leukokrát gránit-granodiorit (perm), 24-biotitos tonalit-granodiorit (késő karbon), 26-porfiros biotitos és két-csillámos granodiorite-gránit (késő dévon?), 27-hibrid (nem homogén) granodiorit-tonalit

Metaporfiros kőzetek

28-diaforizált csillámpala és gneisz, a) amfibolit kőzettestek, 29- diaforizált paragneisz, 30-migmatit, ortogneisz, hibrid granitoidok

Egyéb jelek

31-vető: a) bizonyított, b) feltételezett, 32-a) takaróredő vonal, b) takaróredő

3.5. táblázat: Tiszolc/Tisovec formációba sorolt kőzetek K/Ar kora

Sorszám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1.	7743	VK-1	Gömörvég Ördög-árok	ga α	extrúzív test	1,67	78,8	$0,800 \times 10^{-6}$	$12,10 \pm 0,38$
2.	7744	VK-16	Mágnes-dombtól DK-re	apx α	kőzettelér	0,92	16,5	$0,427 \times 10^{-6}$	$11,94 \pm 1,00$
3.	7745	VK-26	Rima folyó völgye	D	diorit intrúzió	0,84	43,0	$0,391 \times 10^{-6}$	$12,08 \pm 0,47$
4.	7746	VK-39	Rima folyó völgye	px α	lávaár	1,77	47,3	$0,796 \times 10^{-6}$	$11,56 \pm 0,43$
5.	7747	VK-43	Klenóci-Vepor	rd	extrúzív test	1,77	60,8	$0,864 \times 10^{-6}$	$12,53 \pm 0,42$
6.	7748	VK-47	Rima folyó völgye	D	diorit intrúzió	1,53	55,1	$0,733 \times 10^{-6}$	$12,28 \pm 0,42$
7.	7750	VK-516	Spuzlová	D	extrúzív test	1,49	28,5	$0,822 \times 10^{-6}$	$14,16 \pm 0,73$
8.	7751	VK-528	Pacherkától Ny-ra	$\beta\alpha$	kőzettelér	1,87	15,8	$0,876 \times 10^{-6}$	$12,02 \pm 1,05$
9.	7752	VK-541	Rozsypok alatt, 1068 m.p,	a α	extrúzív test	1,64	40,1	$0,787 \times 10^{-6}$	$12,25 \pm 0,50$

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:px α : piroxénandezitga α : gránátos amfibolandezit

rd: riódácit

a α : amfibolandezit $\beta\alpha$: bazaltos andezitapx α : amfibolpiroxénandezit

D: diorit

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt

3.10. KÖZÉPSŐ SZEGMENS NEOGÉN MÉSZALKÁLI VULKANIZMUSÁNAK GEOKRONOLÓGIÁJA

A Kárpátok vulkáni vonulatán belül a „Középső Szegmens” lényegében átmeneti zónát képez a Nyugati- és Keleti-Kárpátok között. Szerkezeti-, geokémiai-, közettani- és vulkanológiai szempontból is egyedi jegyek jellemzik ezt a vulkáni mezőt.

Az utóbbi években felhalmozódott újabb kutatási eredmények tükrében az alábbi földtani kép vázolható fel a vizsgált területről (Lexa és Kaličiák, 2000):

- 1) „Areális elterjedéssel bíró riolitos vulkanizmus”, amelyen belül a kelet-szlovákiai részen különösen fontos szerepet játszik a Hrabivec tufa, amely a lerakódása után intenzív agyagásványos és zeolitos átalakulást szenvedett.
 - 2) „Bimodális andezites-riolitos vulkáni tevékenység”, amelynek legtipikusabb előfordulásai a horszt zónában (Tokaj–Milic–Zemplin–Beregszász–Avas) nyomozható, amely a felső-badenitől az alsó-pannóniai emeletig szárazföldi környezetben játszódott le, az azt megelőző sekély tengeri viszonyok után.
- Vulkanológiai szempontból az alábbi formák jellemzőek; kisméretű andezit vulkánok (Szalánci-hegy déli részén), andezites-dácitos extrúzív dómok és intrúzív komplexumok (Brehov térségében), a riolitok pedig extrúzív dómokat és lávaárakat képeznek a nagyvastagságú horzsakőtufa rétegeken túlmenően (elsősorban Zemplin területén).
- 3) „Andezites rétegvulkánok kifejlődése” a Szalánci-hegység északi részén (Bogota rétegvulkán) és a medence belsejében részben fiatal üledékkal fedett állapotban.
 - 4) „Amfibol piroxén±gránátos andezit extrúzív dómok és sekély porfíros diorit intrúziós testek (középső-szarmata emeletben) előfordulásai, döntően ÉNy-DK-i vonal mentén.
 - 5) „Andezites rétegvulkáni sorozat a Kárpátaljai-medence ÉK-i szegélye mentén (Vihorlat–Popricsnij–Gutinski), amely szintén szárazföldi környezetben képződött.

A „Középső Szegmens” geokronológiai eredményeit két részben foglalom össze.

- A) Először tárgyalom a Vihorlat–Popricsnij–Gutinski vulkáni vonulat fejlődéstörténetét, majd ismertetem a
- B) Tokaji-hg.–Zemplin–Beregszász–Avas vulkáni területen belül összehasonlító kronológiai vizsgálatok eredményeit.

3.10.1. VIHORLAT–POPRICSNIJ–GUTINSKI-HEGYSÉG GEOKRONOLÓGIÁJA

A vulkáni vonulat geokronológiai vizsgálata során elváltozást nem szenvedett, üde piroxénandezitek, piroxénamfibolandezitek és bazaltos andezitek teljes kőzetén (70 kőzetminta) végeztem kormeghatározást. A vulkanizmus kőzettani sajátosságából adódóan egy riodácit és még egy riolit mintán végeztem analitikai munkát.

A K/Ar kormeghatározásra begyűjtött kőzetminták származási helyeit a 3.13. térképen tüntettem fel, az analitikai adatokat és a K/Ar korokat pedig a 3.6 és a 3.7. táblázatban foglaltam össze.

Az andezites vulkáni szerkezetek fekvését képező riodácittufák – biosztratigráfiai adatok alapján felső-badeni korúak – áthalmazott jellegük és erős bontottságuk miatt radiometrikus kormeghatározásra nem alkalmasak.

A szlovák-ukrán országhatárral párhuzamosan haladva, a Suroy-völgyben – amely egy mély tektonikai árok – részletesen tanulmányozható a Popricsnij rétegvulkán teljes rétegsora. Ennek köszönhetően ebben az esetben meg tudtam határozni a vulkáni működés teljes időtartamát (13,4-10,0 millió év), amely magában foglalja az idős intrúzió korát és a hasonló korú lávaárak felszínre jutásának idejét, valamint a szlovák oldalon a kiemelt térszíntelen települő fiatal lávaáraknak a vulkáni működés végét jelző korát is.

A rétegvulkánoknál valamivel idősebbek a Vinné komplexum extrúzív dómjai és a különálló riolit dómok Benatinánál és Perecinnél (12,6-12,0 millió év, származata emelet).

A Diel rétegvulkán szerkezetén belül a legidősebb az extrúzív dóm (K/Ar kor: $11,9 \pm 0,5$ millió év), a lávaárak kora 11,6-11,1 millió év. és a legfiatalabb vulkáni esemény, a kőzettelések benyomulásának a kora: 10,8-9,4 millió év.

A Morské öko-rétegvulkán lávafolyásának K/Ar kora arra enged következtetni, hogy a vulkáni szerkezet felépülése valószínűleg itt volt a leggyorsabb (10,6-10,0 millió év). A telep-telér kora ($11,4 \pm 0,7$ millió év) kitűnő egyezést mutat a Pieniny-hegységben feltárt intrúziók korával (Birkenmajer és Pécskay, 1999, 2000a).

A Vihorlat rétegvulkán kialakulásának a kora (12,0-9,7 millió év), alapján valószínűleg az 1. fázis, vagyis az idősebb vulkáni sorozat képviselője.

Ezzel szemben a Sokolsky potok és Kyjov összetett vulkáni szerkezete egyidejűleg alakult ki (11,0-10,2 millió év). (Kaliciak et al., 1995, Pécskay et al., 2002, 2005)

Az Obavski Kamen ikerkrátere hozta létre a vulkáni vonulat egyik legnagyobb vulkáni szerkezetét. A vulkánon telepített mélyfúrások magmintáinak segítségével ebben az esetben is

betekinthetünk a vulkán „mélyebb” szerkezetébe is. A koradatok alapján ez az összetett vulkán mintegy 3,5 millió éven keresztül működött rövidebb-hosszabb vulkáni szünetekkel. Érdeemes megjegyezni, hogy ennél a vulkánnál világosan igazolható a szerkezet felépítésében jelentős szerepet játszó „idősebb” (13,3 millió év), és „fiatalabb” (9,3 millió év) intrúzív magmás fázis létezése.

A Martinski-Kamen és a Bujora ikerkráter, valamint a Tolstoi-Tupoi rétegvulkánok kialakulásának a kora (11,6-10,6 millió év) a szarmata/pannóniai emelethatár közelében lejátszódó vulkáni fázist képviseli. A legfiatalabb kor (9,1±1,3 millió év) a kőzet nagyfokú bontottsága miatt csak analitikai kornak tekinthető (Pécskay et al., 2000, 2006, Seghedi et al., 2001).

Összegzésként megállapítható, hogy vulkáni vonulat mentén nem történt fiatalodás. A K/Ar korok alapján a rétegvulkánok két vulkáni fázishoz köthetően („idősebb fázis”; szarmata és „fiatalabb fázis” > alsó-pannóniai), eltérő intervallum alatt épültek fel (3.4. ábra).

3.10.2. TOKAJI-HEGYSÉG – ZEMPLIN – BEREKSZÁSZI VULKÁNI TERÜLET – AVAS GEOKRONOLÓGIÁJA

Ennek a vulkáni területnek a részét képezi a Tokaji-hegység, amely kronológiai szempontból valószínűleg az egész Kárpát-medence legrészletesebben megkutatott területe. A hegység földtani kutatása jelenleg is folyamatban van. Az újabb projektek fő témakörei leginkább a riolitok elterjedéseinek, eredetének és vulkanológiai sajátosságainak vizsgálatával kapcsolatosak. A dolgozat terjedelme nem teszi lehetővé az összes eddigi kronológiai eredménynek a részletekbe menő összefoglalását, viszont a vulkáni zóna összehasonlító vizsgálatánál kiindulási pontként használok fel a Tokaji-hegységből rendelkezésre álló figyelemre méltó adatbázist.

Ennek a vulkáni zónának a vizsgálatával kapcsolatos mintavételi helyeket 3.13., 3.14., 3.15. térképeken tüntettem fel (kivéve a Tokaji-hegységet és a Zemplint), a mérési adatokat pedig 3.6.-3.9. táblázatokban foglaltam össze. A területre vonatkozó koradatok földtani értelmezésénél elsősorban 3.5. összefoglaló ábrára támaszkodhatunk. Ezen az ábrán az egyes koradatokat a hibahatárával együtt tüntettem fel, utalván a mérési adatok analitikai pontosságára.

Az egész vulkáni zónára vonatkozóan megállapítható, hogy a vulkáni tevékenység a badeni emeletben (~14,5 millió évvel ezelőtt) kezdődött, kivéve az Avast, ahol a felszínen csak szarmata, illetve pannóniai vulkáni képződmények találhatók. Figyelemre méltó a vulkaniz-

mus végét jelentő bazaltos andezitek és mészkálai bazaltoknak a területen való megjelenése, amelynek a kora 9 és fél millió év körülire tehető (alsó-pannóniai emelet).

A Tokaji-hegységben a riolitos vulkanizmus az északi és a déli részen is megelőzi az intermedier vulkáni formák megjelenését, ugyanakkor a szarmata emeletben az egész hegységre vonatkozóan kimutatható a riolitos és andezites vulkánok egyidejű működése. A riolitok kora a hegység déli részén kissé fiatalabb, mint az északon és fontos megjegyezni, hogy ezeket a riolitokat Mád és Tállya környékén hidrotermális átalakulás érte egészen a pannóniai emeletig.

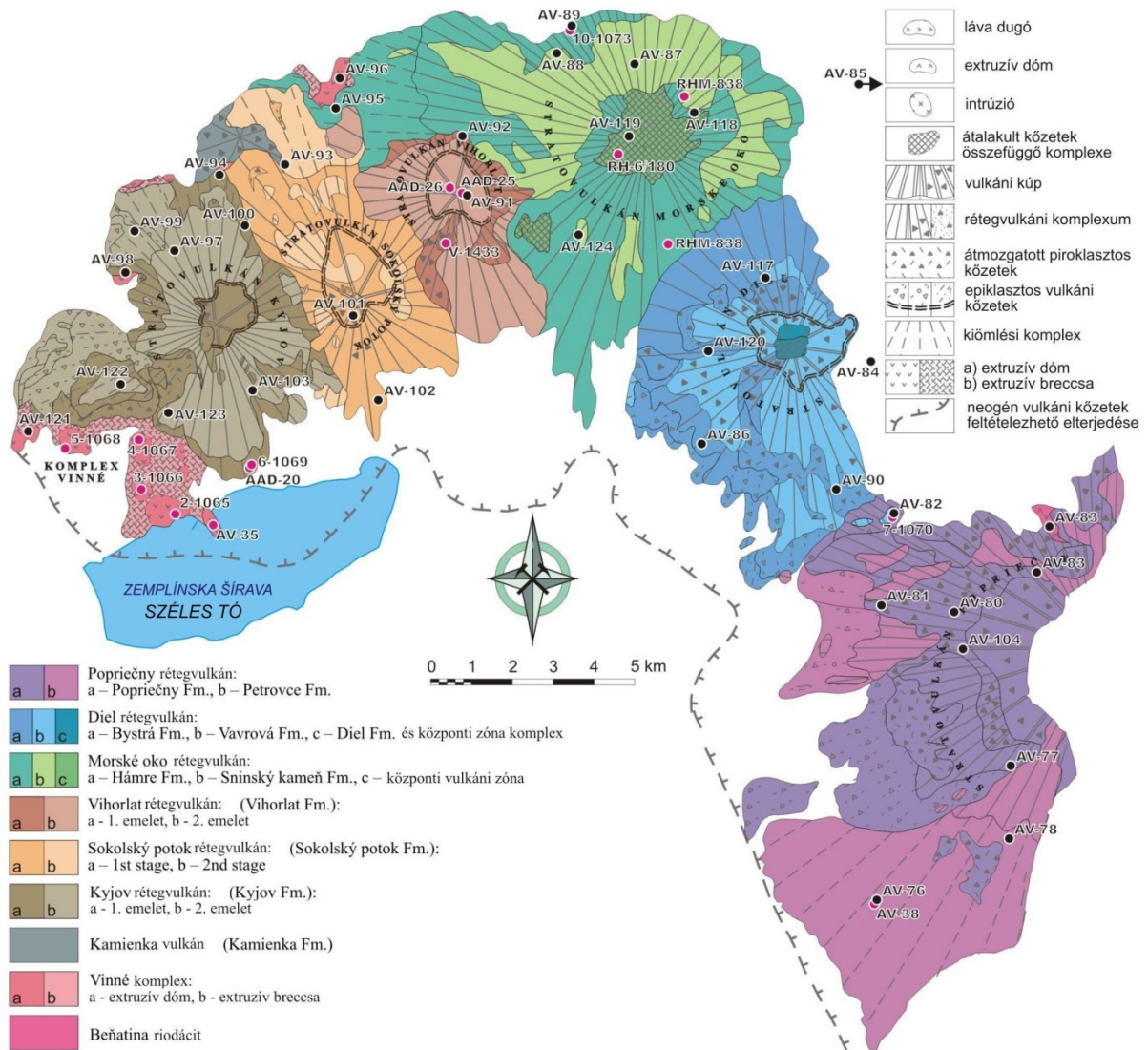
A Zemplin és Beregszász környékén a bimodális vulkanizmus a badeni és szarmata emeletben szintén egyidejűleg játszódtott le és csökkent intenzitással az alsó-pannóniai emeletben fejeződött be. A Tokaji-hegységgel ellentétben ezen a területen a riolitok kissé fiatalabbak az andeziteknél.

A beregszászi területen feltárt riolitok K/Ar kora és kémiai összetétele nagyfokú hasonlóságot mutat az ÉK-Magyarországon található fiatal üledékekkel eltemetett badeni és szarmata savanyú vulkanitokkal. (Széky Fux et al., 1987, Seghedi et al., 2001, Pécskay et al., 2000)

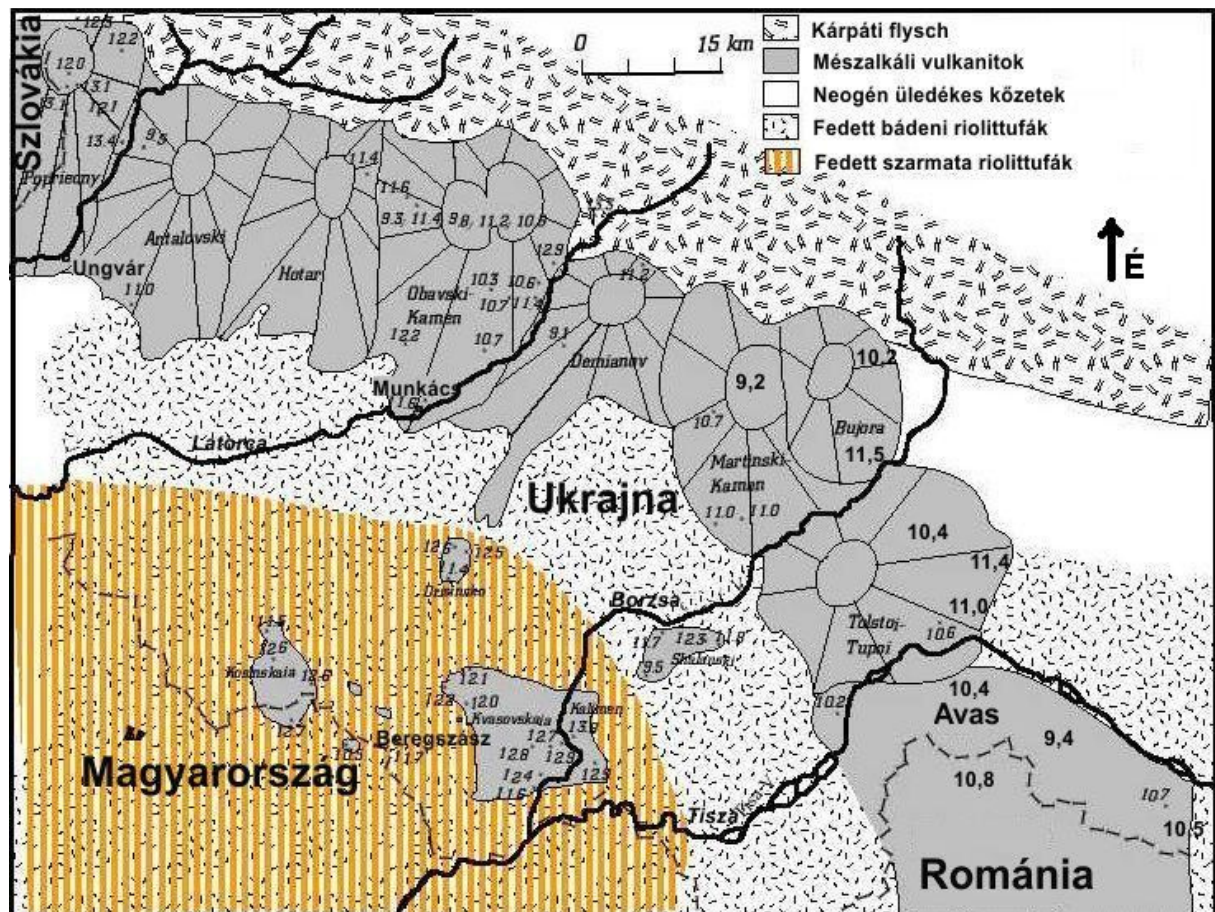
Az Avas vulkáni tevékenységében – a speciális szerkezeti helyzetéből adódóan – kettős geodinamikai sajátosság mutatható ki. Az idősebb vulkáni fázist képviselő (badeni-szarmata) savanyú magmatizmus nagyvastagságú tufás/ignimbrites vulkáni törmelékes összletet jelent, amely nagyfokú átalakulást szenvedett az üledékes összlet lerakódása után, ezért csak relatív kora ismert a biosztratigráfiai adatok és a mélyfúrások rétegsorai alapján. Ez az összlet diszkordánsan települ a prekambriumi metamorfitokra és paleogén flysch aljzatra. A robbanásos és effúzív savanyú vulkáni tevékenység egyértelműen extenziós típusú tektonikához köthető, ellentétben a terület leginkább északi részén előforduló andezites-dácitos vulkáni formáktól, amelyek kialakulása az „arc-type” sorozathoz tartoznak, extrúzív dómokat, kriptodómokat és közetteléreket létrehozva. Ezeknek az intermedier vulkanitoknak a képződési kora nagyfokú hasonlóságot mutat a Vihorlát-Popricsnij-Gutinsky vonulat és a Gutin-hegység intermedier vulkáni közeteivel (3.3. ábra). A mellékelt hisztogramok világosan mutatják a területen belüli vulkáni szerkezetek koreloszlását és a korok közettípusokkal való korrelációját. (Kovács et al., 1997a, Kovács & Fülöp, 2002, Pécskay et al., 1995b, Pécskay et al., 2006)

Végezetül a legújabb kutatási eredmények közül meg kell említeni a középső szegmens területén vizsgált perlites riolitok kutatási eredményét (Pálháza, Szőlöske, Avasújfalú, Fogas), amelynek alapján sikerült igazolni, hogy ezek a riolitos perlitek különböző kitörési fázisokhoz

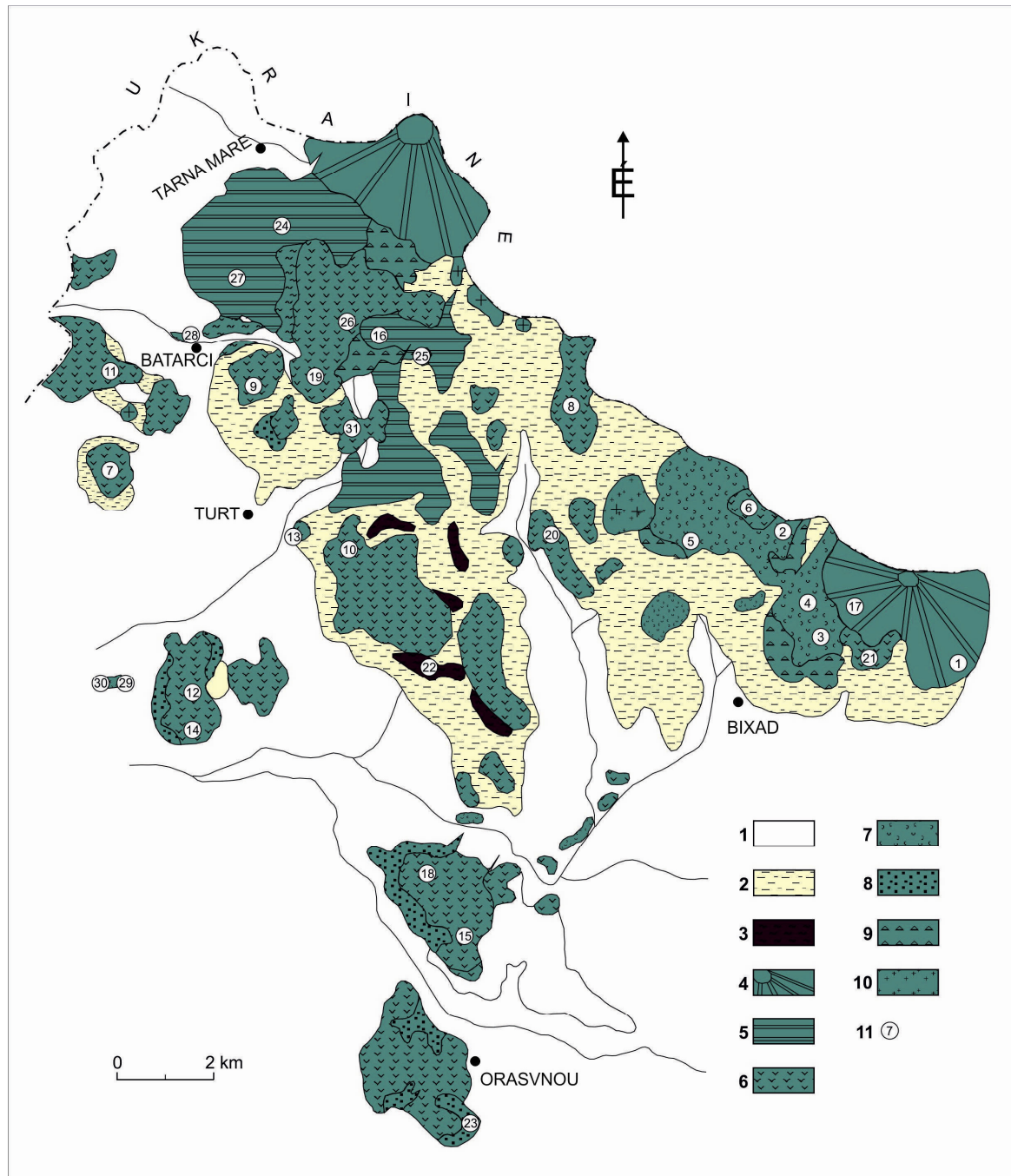
köthetők (badeni – lásd: Pálháza, szarmata – lásd: Szőlöske, Avasújfalú, Fogas). (Németh et al., 2006)



3. 13. térkép: Vihorlat-Poricsnj neogén vulkáni szerkezeti térképe (Žec et al., 1997)



3. 14. térkép: A Kárpátaljai neogén vulkáni terület egyszerűsített földtani térképe
(Zobkov&Titov 1977 unpublisd)



3.15. térkép: Avas neogén vulkáni kőzeteinek elterjedése a mintavételi helyek feltüntetésével (Kovacs&Fülöp 2002)

1. Kvarter/Pleisztocén üledékes összletek; 2. Neogén üledékes összletek; 3. Szarmata vulkáni kőzetek (piroklasztikus árok); 4. Pannon vulkáni kőzetek: 4. Effúzív kúpok; 5. Vulkánó-tektonikus árok; 6. Extrúzív dómok; 7. Lávaárok (ismeretlen kitörési centrumokkal); 8. Hialoklasztikus előfordulások; 9. Elsődleges és áthalmozott piroklasztikus előfordulások; 10. Intrúzív magmás kőzetek; 11. Mintavételi helyek K/Ar kormeghatározáshoz

3.6. táblázat: A Vihorlát-hegység miocén vulkáni kőzeteinek K/Ar kora

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g} \times 10^{-7}$)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
AV-83	Benatin falutól K-re, kőbánya	-	rd	extrúzív dóm	2,55	61,7	0,193	12,0 $\pm$ 0,5
AV-121	Trnava nad Labor- com, kőbánya	Vinné komplex	apx α	extrúzív dóm	1,69	67,9	7,906	12,0 $\pm$ 0,5
AV-96	Modra falutól DK-re	Vinné komplex	px α	extrúzív dóm	1,64	50,3	8,123	12,6 $\pm$ 0,6
AV-123	Vinna falutól ÉK-re	Vinné komplex	px α	lávaár	2,06	66,6	8,82	11,0 $\pm$ 0,4
AV-77	Koromlak falutól ÉK-re, kőbánya	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,16	37,1	5,235	11,5 $\pm$ 0,6
AV-104	Kapás falutól ÉK-re	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,52	49,8	6,304	10,6 $\pm$ 0,5
AV-79	Unglovasd falutól ÉK-re	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,22	63,1	4,759	10,0 $\pm$ 0,4
AV-80	Unglovasd falutól ÉK-re	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,09	35,8	4,345	10,2 $\pm$ 0,5
AV-81	Unglovasd falutól K-re	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,47	68,9	6,751	11,7 $\pm$ 0,5
AV-78	Ungpéteri falutól É-ra, kőbánya	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,49	73,5	6,245	10,7 $\pm$ 0,4
AV-76	Ungludas falutól D-re, kőbánya	Popriecny rétegvul- kán	px α	lávaár	1,90	73,1	7,473	10,1 $\pm$ 0,4
AV-82	Tibaváralja falutól DNy-ra, kőbánya	Diel rétegvulkán	px α	lávaár	1,62	77,8	7,358	11,6 $\pm$ 0,5

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g} \times 10^{-7}$)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
AV-90	Hunkóc falutól ÉK-re	Diel rétegvulkán	px α	lávaár	1,34	47,2	5,847	11,1 $\pm$ 0,5
AV-86	Hegygombás falutól DNy-ra	Diel rétegvulkán	px α	extrúzív dóm	1,26	36,4 42,3	5,821 5,864	11,8 $\pm$ 0,6 11,9 $\pm$ 0,5
AV-120	Felsőhalas falutól ÉK-re	Diel rétegvulkán	px α	lávaár	1,47	66	6,438	11,2 $\pm$ 0,4
AV-84	Tibaváralja falutól ÉNy-ra	Diel rétegvulkán	px α	neck	1,65	23,5	6,933	10,8 $\pm$ 0,7
AV-116	Remetevasgyár falu- tól ÉK-re, kőbánya	Diel rétegvulkán	px α	kőzettelér	1,36	24,4	5,443	10,2 $\pm$ 0,6
AV-117	Remetevasgyár falu- tól ÉK-re	Diel rétegvulkán	px α	kőzettelér	1,32	29,8	4,859	9,4 $\pm$ 0,5
AV-119	Tengerszem tótól DNy-ra	Morské oko réteg- vulkán	α	teleptelér	1,99	27,4	8,834	11,4 $\pm$ 0,7
AV-124	Remetevasgyár falu- tól ÉNy-ra Múr- hegy, 832,5m	Morské oko réteg- vulkán	px α	lávaár	1,79	62,5	7,161	10,2 $\pm$ 0,4
AV-118	Tengerszem tótól K-re	Morské oko réteg- vulkán	px α	lávaár	1,83	49,6	7,146	10,0 $\pm$ 0,4
AV-88	Józsefhámor falutól D-re	Morské oko réteg- vulkán	px α	lávaár	1,68	77	6,975	10,6 $\pm$ 0,4
AV-87	Józsefhámor falutól DK-re Szinyák-kő, 1005m	Morské oko réteg- vulkán	px α	lávaár	1,51	36	6,154	10,4 $\pm$ 0,5
AV-89	Józsefhámor falutól DK-re, kőbánya	Morské oko réteg- vulkán	px α	lávaár	1,54	52,7	6,345	10,6 $\pm$ 0,4
AV-85	Ladomér falutól K-re, kőbánya	Ladomírov komplex	px α	neck	1,74	19,1	8,457	12,4 $\pm$ 1,0

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g} \times 10^{-7}$)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
AV-95	Kiskemence falutól K-re	Vihorlát rétegvulkán	px α	lávaár	1,61	65,6	7,548	12,0 $\pm$ 0,5
AV-92	Kiskemence falutól K-re, Vihorlát csúctól ÉNy-ra, 1076m	Vihorlát rétegvulkán	px α	lávaár	1,72	69	7,338	10,9 $\pm$ 0,4
AV-91	Vihorlát csúctól K-re, 1076m	Vihorlát rétegvulkán	px α	lávaneck	1,37	74,5	5,198	9,7 $\pm$ 0,4
AV-102	Harapás falutól ÉK-re	Sokolsky potok ré- tegvulkán	px α	lávaár	1,64	56,6	6,998	10,9 $\pm$ 0,4
AV-93	Kiskemence falutól DK-re, kőbánya	Sokolsky potok ré- tegvulkán	px α	lávaár	1,67	55,1	7,003	10,8 $\pm$ 0,5
AV-101	Harapás falutól É-ra, Ostry-hegytől K-re, 656,6m	Sokolsky potok ré- tegvulkán	px α	lávaár	1,74	52,1	6,917	10,2 $\pm$ 0,4
AV-97	Kisortovány falutól ÉK-re, kőbánya	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,59	65,2	6,814	11,0 $\pm$ 0,4
AV-99	Kisortovány falutól ÉK-re	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,54	74,5	6,441	10,7 $\pm$ 0,4
AV-98	Vinna falutól É-ra	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,54	59,7	6,562	10,9 $\pm$ 0,4

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g} \times 10^{-7}$)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
AV-122	Dhlá-hegy 527,0m	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,67	51,5	6,924	10,6 $\pm$ 0,4
AV-100	Kiskemence falutól DK-re	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,81	58,2	7,486	10,6 $\pm$ 0,4
AV-94	Kiskemence falutól DK-re, kőbánya	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,60	37,6	6,41	10,3 $\pm$ 0,5
AV-103	Hajagos falutól ÉNy-ra, kőbánya	Kyjov rétegvulkán	px α	lávaár	1,50	58,6	6,301	10,2 $\pm$ 0,4

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

rd: riódácit

apx α : amfibolpiroxénandezit

px α : piroxénandezit

pxa α : piroxénamfibolandezit

α : andezit

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt

3.7. táblázat: A Kárpátalja miocén vulkáni vonulatának K/Ar kora

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet-típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
UA-1	Suroy-völgy	Popriečny	px α	lávaár	1,37	$6,402 \times 10^{-7}$	40,8	12,0 $\pm$ 0,6
UA-2	Suroy-völgy	Popriečny	pb α	lávaár	1,29	$6,587 \times 10^{-7}$	39,1	13,1 $\pm$ 0,6
UA-3	Suroy-völgy	Popriečny	abid	dyke	5,80	$2,962 \times 10^{-6}$	51,2	13,1 $\pm$ 0,6
UA-4	Suroy-völgy	Popriečny	px α	lávaár	1,55	$7,334 \times 10^{-7}$	51,5	12,1 $\pm$ 0,5
153	Novoselitsa	Popriečny	px α	lávaár	1,19	$5,724 \times 10^{-7}$	44,2	12,3 $\pm$ 0,5
341	NW Perecin	Popriečny	R	dóm	2,59	$1,228 \times 10^{-6}$	50,8	12,2 $\pm$ 0,5
546	Kamianitsa	Popriečny	diorit	intrúzió	1,14	$5,963 \times 10^{-7}$	58,8	13,4 $\pm$ 0,6
361	Veliki Lazi	Antalovski	px α	lávaár	1,22	$5,225 \times 10^{-7}$	23,2	11,0 $\pm$ 0,7
349	Nevicke	Antalovski	px α	lávaár	1,22	$4,513 \times 10^{-7}$	27,2	9,5 $\pm$ 0,6
756	Visnica-völgy	Hotar	R	dóm	4,31	$1,916 \times 10^{-6}$	80,3	11,4 $\pm$ 0,4
UA-16	Kölcsény kőbánya	Obavski Kamen	px α	intrúzió	2,91	$1,166 \times 10^{-6}$	51,8	10,3 $\pm$ 0,4
UA-17	Obava kőbánya	Obavski Kamen	px α	lávaár	1,82	$7,594 \times 10^{-7}$	37,4	10,7 $\pm$ 0,5
UA-14	Szentmiklós	Obavski Kamen	pb α	lávaár	1,24	$5,142 \times 10^{-7}$	41,9	10,6 $\pm$ 0,5
UA-15	Szentmiklós	Obavski Kamen	pb α	lávaár	1,26	$5,585 \times 10^{-7}$	67,5	11,4 $\pm$ 0,4
UA-21	7T/396m fúrás	Obavski Kamen	px α	intrúzió	1,97	$9,881 \times 10^{-7}$	16,1	12,9 $\pm$ 1,1
UA-13	Golubina	Obavski Kamen	pb α	teleptelér	1,24	$6,475 \times 10^{-7}$	12,6	13,3 $\pm$ 1,5
75	Zarnina	Obavski Kamen	D	lávaár	1,99	$9,013 \times 10^{-7}$	70,5	11,6 $\pm$ 0,5
976	Kolchino	Obavski Kamen	pb α	lávaár	1,32	$5,501 \times 10^{-7}$	61,1	10,7 $\pm$ 0,4
265	Lahova, 265/330m fúrás	Obavski Kamen	px α	lávaár	1,47	$5,977 \times 10^{-7}$	34,3	12,2 $\pm$ 0,6
30-1	Szinyák, C-30T/660m fúrás	Obavski Kamen	px α	intrúzió	1,83	$6,621 \times 10^{-7}$	25,6	9,3 $\pm$ 0,6
30-2	Szinyák, C-30T/819m fúrás	Obavski Kamen	pb α	lávaár	1,85	$8,096 \times 10^{-7}$	19,9	11,5 $\pm$ 0,8

Mintaszám	Származási hely	Litosztratigráfiai egység	Kőzet- típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
30-3	Szinyák, C- 30T/910m fúrás	Obavski Kamen	pb α	intrúzió	1,49	$5,628 \times 10^{-7}$	20,7	$9,8 \pm 0,7$
30-4	Szinyák, C- 30T/976m fúrás	Obavski Kamen	px α	lávaár	1,48	$6,482 \times 10^{-7}$	36,9	$11,2 \pm 0,5$
30-5	Szinyák, C- 30T/1145m fúrás	Obavski Kamen	px α	lávaár	1,68	$7,080 \times 10^{-7}$	41,4	$10,8 \pm 0,5$
UA-33	Szinyák, C-30T/1148m	Obavski Kamen	px α	lávaár	1,76	$7,792 \times 10^{-7}$	34,2	$11,6 \pm 0,6$
476	Olghavica	Demianov	px α	lávaár	0,88	$3,115 \times 10^{-7}$	10,2	$9,1 \pm 1,3$
886	Szolyva	Demianov	px α	intrúzió	1,97	$8,607 \times 10^{-7}$	19,6	$11,2 \pm 0,8$
UA-12	Pidhirne kőbánya	Martinski Kamen	pb α	lávaár	1,33	$5,529 \times 10^{-7}$	40,2	$10,7 \pm 0,5$
UA-11	Siltse kőbánya	Martinski Kamen	pb α	neck	1,46	$6,285 \times 10^{-7}$	27,4	$11,0 \pm 0,6$
997	Irshava, 997/51m fúrás	Martinski Kamen	pb α	lávaár	1,70	$7,301 \times 10^{-7}$	22,7	$11,0 \pm 0,7$
UA-9	Rokosov kőbánya	Tolstoi Tupoi	pd	lávaár	2,04	$8,442 \times 10^{-7}$	42,4	$10,6 \pm 0,5$

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

px α : piroxénandezit

D: dácit

R: riolit

pd: pioxéndácit

pb α : piroxénbazaltandezit

abid: amfibolbiotitdácit

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt, kivéve az UA-3 minta, amely biotit

3.8. táblázat: A Középső Szegmens déli részének miocén vulkanizmusa

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
Tokaji-hg. É-i része és a Milic - andezitek					
191	Telkibánya; Fúrás-2, 1024,2-1024,6m	Telkibánya	andezit	13,30	0,80
5662	Telkibánya; TKB-9 fúrás, 183m	Telkibánya	andezit	12,84	0,71
1214	Kovács táró; Gyöngyös	Pálháza	piroxén-andezit	12,70	0,50
1119	Nyiri; ÉNy-i rész	Füzér	piroxén-andezit	12,40	0,70
283	Telkibánya; Kánya hegy, Csengő táró	Telkibánya	piroxén-andezit	12,30	0,80
4711	Hejce; Súlyomkő	Telkibánya	piroxén-andezit	12,29	0,53
	Eszkáros-tól É-ra	Milic	andezit	12,20	0,20
2690	Telkibánya; Kánya hegy	Telkibánya	andezit	12,2	0,5
1153	Füzér; Fúrás-2, 62-70m	Füzér	andezit	12,20	0,50
1209	Hollóháza; Szurok hegy	Füzér	piroxén-andezit	12,10	0,60
1213	Nagybózsza; Szár hegy, 306m	Pálháza	piroxén-andezit	12,00	0,60
1175	Nagybózsza; Senyő-völgy	Pálháza	piroxén-andezit	12,00	0,50
4027	Kishuta; "Príma gáz"	Pálháza	piroxén-andezit	11,93	0,81
4513	Füzér; Remete hegy	Füzér	piroxén-andezit	11,9	0,78
3363	Telkibánya; Gyepű hegy	Telkibánya	piroxén-andezit	11,8	0,5
1190	Füzérkajata; Fúrás-2, 571-602,4m	Füzér	biotitos andezit	11,80	0,70
192	Telkibánya; Fúrás-2, 182,5-183m	Telkibánya	piroxén-andezit	11,80	1,00
642	Telkibánya; Tokár tető	Telkibánya	piroxén-andezit	11,71	0,64
5171	Telkibánya; Nagysertés hegy	Telkibánya	piroxén-andezit	11,67	0,45
1117	Telkibánya; Teréz táró	Telkibánya	amfibol andezit	11,60	0,50

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
640	Telkibánya; Hársas hegy, kőbánya	Telkibánya	amfibol-andezit	11,60	0,70
	Telkibánya; Fehér hegy, D-i rész, 386,1m	Telkibánya	andezit	11,4	0,2
4710	Hejce; Szerencs-patak völgye, Lacki hegy	Telkibánya	piroxén-andezit	11,31	0,47
359	Telkibánya; Ny, Magas Tér	Telkibánya	piroxén-andezit	11,20	0,50
1116	Füzér; Vár hegy	Füzér	piroxén-andezit	10,90	0,30
641	Telkibánya; Baglyas-völgy	Telkibánya	amfibol andezit	10,90	0,50
360	Telkibánya; Medve hegy	Telkibánya	amfibol-andezit	10,6	0,8
360	Telkibánya; Medve hegy	Telkibánya	amfibol-andezit	10,30	0,80
Tokaji-hg. és a Milic – dácitok					
1216	Telkibánya; Fúrás-8, 39,3-40,6m	Telkibánya	piroxéndácit	13,10	1,00
1506	Sátoraljaújhely; Boglyaska hegy	Rudabányácska	piroxén-amfiboldácit	12,9	0,8
1112	Sátoraljaújhely; Néma hegy	Rudabányácska	piroxén-amfiboldácit	12,40	0,50
479	Rudabányácska, Kövespatak	Rudabányácska	amfiboldácit	12,40	1,00
1934	Kéked; Lajos völgy	Telkibánya	dácit	10,7	0,4
1205	Nagybózsza; Szár hegy	Pálháza	dácit	12,20	0,60
4514	Füzér; Szőlőhegy	Füzér	biotitos dácit	12,13	0,51
7048	Gönc, Köfestő	Telkibánya	dácit	12,12	0,45
1111	Sátoraljaújhely; Sátor hegy	Rudabányácska	piroxén-amfiboldácit	12,10	0,40
286	Sátoraljaújhely; Sátor hegy	Rudabányácska	piroxén-amfiboldácit	12	0,5
891	Füzér; Kopaszka	Füzér	piroxén-amfiboldácit	11,80	0,50
7280	Nagyszalánc, Kastély-hegy	Milic	dácit	11,78	0,36
485	Sátoraljaújhely; Vár hegy	Rudabányácska	piroxén-amfiboldácit	11,50	0,50

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
4712	Sátoraljaújhely; Szár-hegy	Rudabányácska	dácit	11,33	0,62
4813	Sátoraljaújhely; Vár-hegy	Rudabányácska	dácit	11,23	0,46
1201	Füzér; Nagy Milic	Füzér	piroxén-amfiboldácit	10,90	0,40
7047	Poklos, Szegi dácit	Telkibánya	dácit	10,86	0,33
476	Pálháza; Rostalló, Ördög-völgy	Pálháza	piroxén-amfiboldácit	10,2	0,4
Tokaji-hg. É-i része és a Milic - riolitok					
1192	Kovácsvágás; Baradla	Pálháza	riolit	13,80	0,50
1030	Hidasnémeti; Fúrás-1, 1392-1454m	Telkibánya	riolittufa	13,50	0,70
4249	Holláháza; Ördög vár	Füzér	riolit	13,44	0,52
4246	Sátoraljaújhely; Kopaszka felső	Rudabányácska	ignimbrit	13,26	0,54
2133	Sátoraljaújhely, Boglyaska hegy	Rudabányácska	dácittufa	13,20	0,80
5170	Telkibánya; Nagy-völgy	Telkibánya	riolit	13,11	0,53
699	Sárospatak, Somlyód hegy	Rudabányácska	riolittufa	13,10	0,50
1181	Sárospatak, Círóka hegy	Rudabányácska	riolit	13,00	0,50
	Telkibánya; Fehér hegy	Telkibánya	riolit	12,9	0,3
1179	Nagybózsza; Kőbérc	Pálháza	riolit	12,7	0,6
4245	Sátoraljaújhely; Kopaszka alsó	Rudabányácska	litoklaszt ignimbritben	12,62	1,07
1208	Pusztafalu; Tolvaj hegy 670,4m	Füzér	riodácit	12,60	0,50
695	Telkibánya; Jó hegy	Telkibánya	riodácit	12,60	0,60
7045	Pálháza, Vörös Kő	Pálháza	riolit	12,55	0,50
4023	Nagyhuta; Papp hegy	Pálháza	vörös riolit	12,5	0,53
1194	Nagybózsza; Fekete hegy, 559,5m	Pálháza	riolit	12,40	0,50
1115	Vágáshuta; Cserép őrház	Pálháza	riolittufa	12,40	0,80

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
7044	Pálháza, Vörös Kő	Pálháza	riolit	12,38	0,39
1148	Kishuta; Fúrás-1, 634,6-638,1m	Pálháza	riolit	12,30	0,50
1434	Füzérkajata; Természetvédelmi terület	Füzér	riolittufa	12,24	0,8
1114	Kőkapu; Kemence v.	Pálháza	riolit	12,10	0,50
1152	Kishuta; Fúrás-1, 444,8-450,8m	Pálháza	riolit	12,00	0,50
1146	Kishuta; Fúrás-1, 67,4-74,7m	Pálháza	riolit	12,00	0,50
4575	Sátorajáújhely; Sátor-hegy hegyláb	Rudabányácska	riolittufa	11,96	1,49
731	Sátorajáújhely; Fúrás-8, 130,2-135,3m	Rudabányácska	ignimbrit	11,90	0,70
1176	Vágáshuta	Pálháza	riolittufa	11,80	0,50
735	Sátorajáújhely; Fúrás-8, 241,3-246,3m	Rudabányácska	ignimbrit	11,80	0,60
595	Kishuta; Fúrás-10, 9-9,3m	Pálháza	riolittufa	11,70	0,40
7046	Telkibánya	Telkibánya	perlites riolit	11,66	1,10
3362	Nyiri; Fehér hegy	Füzér	riolit	11,5	0,4
1195	Füzérkajata; Hársas hegy	Füzér	riodácit	11,40	0,40
	Biste, Hársas-hegy	Milic	riolit	11,40	0,30
7279	Kolbása	Milic	perlites riolit	11,23	0,35
1193	Pusztafalu; Bába hegy	Füzér	riodácit	11,20	0,50
898	Telkibánya; Susulya Csúcs	Telkibánya	riolit	11,20	0,70
	Biste, Bába hegy	Milic	riolit	11,20	0,50
Tokaji-hg. D-i része – andezitek					
1191	Tállya; Fúrás-15, 1195-1200m	Szerencs – Mád	piroxén-andezit	14,20	1,30
4244	Regéc; Regéc-völgy	Erdőbénye	piroxén-andezit	13	0,5
4062	Sárazsádány; Szárhegy	Sárospatak	piroxén-andezit	12,9	0,56
4063	Sárospatak; Bodrog part	Sárospatak	piroxén-andezit	12,75	0,78

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
4028	Háromhuta; Nagy Péter Mennykő	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,66	0,49
4025	Újhuta; Szpalanyica-völgy	Erdőbénye	andezit	12,64	0,52
4134	Regéc; Soltész-völgy	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,6	0,8
4064	Sárospatak; Bodrog part	Sárospatak	piroxén-andezit	12,49	0,54
1199	Baskó; Fúrás-3, 522,1-524,6	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,40	0,50
1172	Boldogkőújfalu; Nagy korsós	Abaújszántó	piroxén-andezit	12,40	0,80
3365	Óhuta; Mlaka rét	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,33	0,49
4031	Regéc; Vár hegytől K-re	Erdőbénye	adulárosodott andezit	12,3	0,5
1144	Erdőbénye; Fúrás-165, 124,3-128,6m	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,30	0,60
481	Baskó; Fúrás-3,782,4m	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,30	0,60
5706	Sárospatak; Páncél hegy	Sárospatak	piroxén-andezit	12,29	0,53
4024	Óhuta; Mlaka rét	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,25	0,47
4030	Regéc; Kaldera D-i pereme	Erdőbénye	adulárosodott andezit	12,2	0,5
1178	Boldogkőújfalu; Tekerés-völgy	Abaújszántó	piroxén-andezit	12,20	0,50
3364	Újhuta; Szpalanyica-völgy	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,11	0,67
1217	Baskó; Fúrás-3, 660,4-664m	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,10	0,50
1196	Baskó; Fúrás-3, 879,3-885,3m	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,10	0,50
5320	Komlóska; Nagy Papaj	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,03	0,75
4032	Regéc; Vár hegytől K-re	Erdőbénye	adulárosodott andezit	12	0,5
1177	Erdőhorváti; Vég hegy	Erdőbénye	piroxén-andezit	12,00	0,50
5897	Sárospatak; Kutya hegy	Sárospatak	piroxén-andezit	11,83	0,46

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
4133	Regéc; Csonkás hegy	Erdőbénye	adulárosodott andezit	11,8	0,5
1137	Tállya; Kopasz hegy	Szerencs – Mád	piroxén-andezit	11,70	1,10
4061	Hercegkút; Gombos hegy	Sárospatak	piroxén-andezit	11,63	0,45
1147	Mád; Fúrás-23, 189,3-192m	Szerencs – Mád	piroxén-andezit	11,50	1,20
1505	Bodrogolaszi; Vízkút, 150m	Sárospatak	piroxén-andezit	11,43	0,5
714	Erdőbénye; Mulató hegy	Erdőbénye	piroxén-andezit	11,40	0,40
716	Erdőbénye; Fúrás-163, 43,4-47,1m	Erdőbénye	piroxén-andezit	11,10	0,70
1174	Erdőhorváti; Pusztavár	Erdőbénye	piroxén-andezit	10,50	0,40
1198	Baskó; Fúrás-3, 158,6-162,6	Erdőbénye	piroxén-andezit	10,40	0,50
Tokaji-hg. D-i része - dácitok					
1150	Makkoshotyka; Fúrás-3, 61,2-68,3m	Sárospatak	piroxén-amfiboldácit	12,80	0,80
4029	Újhuta; Fürdő mellett	Erdőbénye	amfiboldácit	12,73	0,65
3366	Újhuta; Fürdő mellett	Erdőbénye	amfiboldácit	12,39	0,84
1215	Monok, Zsebrik	Szerencs – Mád	dácit	12,20	0,50
1145	Erdőbénye; Fúrás-20, 73,4-78,8m	Erdőbénye	amfiboldácit	12,20	1,40
814	Regéc; Vár hegy	Erdőbénye	biotit-amfiboldácit	11,60	0,30
1189	Tállya; Fúrás-15, 899-904,7m	Szerencs – Mád	dácit	11,10	0,70
719	Erdőbénye; Fúrás-163, 30,7-34,5m	Erdőbénye	piroxéndácit	11,10	0,60
860	Bodrogszegi; Várhegy csúcs	Szerencs – Mád	dácit	11,00	0,60
879	Bodrogszegi; Cigány-hegy	Szerencs – Mád	piroxéndácit	10,80	0,60
715	Tokaj; Kopasz hegy, Patkó kőbánya	Tokaj	piroxéndácit	10,50	0,50
543	Tarcal; Kopasz hegy kőbánya III	Tokaj	piroxéndácit	10,30	0,50

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
Tokaji-hg. D-i része - riolitok					
699	Sárospatak; Somlyód hegy	Sárospatak	riolittufa	13,30	0,40
1181	Sárospatak; Círóka hegy	Sárospatak	riolit	12,90	0,40
4238	Bodrogkeresztúr; Kakas kőbánya	Szerencs – Mád	riolit	12,8	0,5
4060	Újhuta; Szpalanyica-völgy	Erdőbénye	riolit	12,42	0,58
1008	Mád; Fúrás-24, 17,2m	Szerencs – Mád	riolit	12,20	0,70
718	Olaszliszka-Tolcsva között	Erdőbénye	riolit	12,20	0,40
4026	Újhuta felé; kék turistaút, TP-8 alatt	Erdőbénye	riolit	12,17	0,68
1138	Tarcal; Terézia kápolna	Szerencs – Mád	riolit	12,10	0,50
1197	Tallya; Fúrás-15, 518,6-556,7m	Szerencs – Mád	riolit	12,00	0,80
7041	Erdőbénye, Vörös Tető	Erdőbénye	riolit	11,75	0,36
7040	Mád, Király Tető	Szerencs – Mád	riolit	11,70	0,37
1211	Golop hegy, mélyfúrás 51,2-52,0m	Szerencs – Mád	riolit	11,70	0,50
1210	Abaújszántó; Sátor-hegy	Abaújszántó	riolit	11,60	0,50
1204	Abaújszántó, Sulyom hegy	Abaújszántó	riolit	11,60	0,40
697	Tokaj ; Kopasz hegy, Lebuj Fogadó	Szerencs – Mád	perlites riolit	11,60	0,60
896	Erdőbénye; Fenyves út	Erdőbénye	riolit	11,50	0,50
1212	Monok, Őr hegy	Szerencs – Mád	riolit	11,30	0,50
1173	Abaújszántó; Sátor-hegy lába	Abaújszántó	riolit	11,30	0,50
1249	Erdőhorváti; Nagy Páca	Erdőbénye	riolit	11,20	0,50
1182	Vizsoly; Tufa-kőbánya	Abaújszántó	riolit	11,20	0,50
7038	Abaújszántó, Süveges hegy	Szerencs – Mád	riolit	11,11	0,34
750	Vajdácska; Fúrás-2	Sárospatak	riolit	11,10	0,80
7042	Erdőbénye, Vörös Tető	Erdőbénye	riolit	11,01	0,35

Minta-szám	Származási hely	Vulkáni terület	Kőzet-típus	K-Ar kor (Mév)	$\pm 1\sigma$
1151	Erdőhorváti; Fúrás-13, 106-114,8m	Erdőbénye	riolit	11,00	0,40
897	Mád; Harcsa tető	Szerencs – Mád	riolit	10,80	0,50
7043	Erdőbénye, Kis Szokolya	Erdőbénye	riolit	10,57	0,45
4248	Sárospatak; Megyer hegy	Sárospatak	riolit	10,37	0,40
861	Abaújszántó; Sátor-hegy, É-i oldal kőbánya	Abaújszántó	ignimbrit	10,00	1,20
Tokaji-hg. D-i része – bazaltok					
712	Sárospatak; Fúrás-10, 140-142,6m	Sárospatak	bazalt	10,90	1,00
713	Erdőbénye; Szokolya csúcs, 605,7m	Erdőbénye	bazaltandezit	10,90	0,50
5895	Sárospatak; Mancsalka	Sárospatak	bazaltandezit	9,62	0,44
484	Sárospatak; Fúrás-10, 91,2-94,9m	Sárospatak	olivinbazalt	9,40	0,50

3.9. táblázat: Az Avas miocén vulkáni kőzeteinek K/Ar kora

Sor-szám	Mintaszám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzettípus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm \sigma$ (Mév)
1	14701E	2416	Poiana Sesu csúcs	A Px	teljes kőzet	1,78	41,3	7,268	10,5 $\pm$ 0,5
2	27565L	3253	Piatra Viscului Csúcs	A Px	teljes kőzet	1,04	25,1	4,351	10,7 $\pm$ 0,6
3	22578L	2430	Kusztura-völgy	A Qz	teljes kőzet	2,16	47,7	8,000	9,5 $\pm$ 0,4
4	22567L	2650	Kusztura-völgy	A Qz	teljes kőzet	2,32	13,8	9,019	10,0 $\pm$ 1,0
5	4684H	2418	Tirsoľ-völgy	A Qz	teljes kőzet	1,16	17,4	4,563	10,1 $\pm$ 0,9
6	27566L	2649	Fekete-hegy	A Qz	teljes kőzet	2,09	52,7	8,285	10,2 $\pm$ 0,4
7	22582L	2410	Peleske-hegy	A Qz	teljes kőzet	1,56	12,7	6,281	10,3 $\pm$ 1,1
8	1777	2417	Geamana-hegy	D Px	teljes kőzet	2,25	32,3	9,192	10,5 $\pm$ 0,5
9	27621L	2809	Magura Batarcs-hegy	D PxAm	amfibol	0,4	34,4	2,486	12,9 $\pm$ 0,6
10	6061K	2808	Frasin-völgy	A Px	teljes kőzet	2,81	42,9	1,047 $\times 10^{-6}$	9,6 $\pm$ 0,4
11	22581L	2431	Viilor-hegy	A Px	teljes kőzet	2,48	50,5	9,399	9,7 $\pm$ 0,4
12	4568C	2408	Oilor-völgy	A Px	teljes kőzet	2,19	15,4	8,481	9,9 $\pm$ 0,9
13	7076M	2432	Turc kőbánya	D PxBi	teljes kőzet	2,01	20,1	7,733	9,9 $\pm$ 0,7

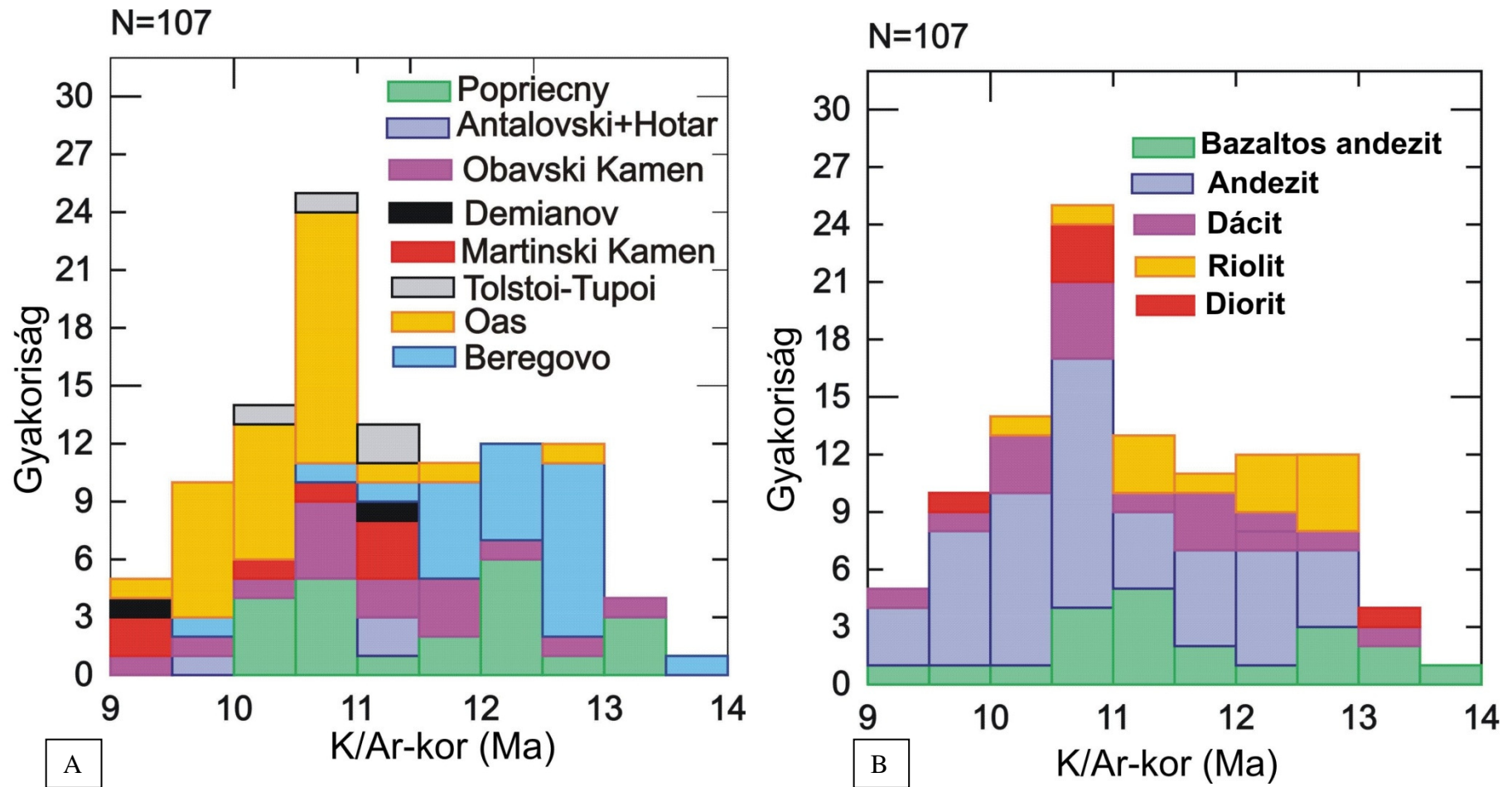
Sor-szám	Mintaszám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzettípus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm \sigma$ (Mév)
14	4687H	3250	Pusztahegy	A Px	teljes kőzet	1,49	16,9	6,061	10,4 $\pm$ 0,8
15	19757E	2436	Sárköz-hegy	A Px	teljes kőzet	1,41	11,7	5,822	10,6 $\pm$ 1,2
16	1132A	2411	Fata Mare-hegy	A Px	teljes kőzet	1,83	31,4	7,593	10,6 $\pm$ 0,5
17	22577L	2437	Pietrele de casa-völgy	A Px	teljes kőzet	1,03	37,6	4,264	10,6 $\pm$ 0,5
18	5805C	2846	Jelezníc csúcs	A Px	teljes kőzet	1,63	82,9	6,913	10,9 $\pm$ 0,4
19	19564E	2406	Batarcs-völgy	D Px	teljes kőzet	2,21	19,3	8,148	9,5 $\pm$ 0,7
20	1778	2847	Gruicului-hegy	D Px	teljes kőzet	1,92	66,3	7,744	10,4 $\pm$ 0,4
21	22579L	3025	Dimbanului-hegy	D Px	teljes kőzet	2,44	17,4	1,016 $\times 10^{-6}$	10,7 $\pm$ 0,9
22	17997E	2220	Sunatorii-völgy	R ig.	biotit	3,62	25,3	1,684 $\times 10^{-6}$	11,9 $\pm$ 0,7
23	6058K	2412	Nagyhegy	R per.	teljes kőzet	3,23	39,8	1,391 $\times 10^{-6}$	11,0 $\pm$ 0,5
24	20S	2413	Szőcs bányá	A Px	teljes kőzet	2,63	28,8	9,852	9,6 $\pm$ 0,6
25	6062K	2920	Penigher (F236/471m)	mDi Px	teljes kőzet	1,70	28,6	7,187	10,8 $\pm$ 0,6
26	8003K	5156	Turc-i út	D Px	teljes kőzet	2,57	61,3	9,986	9,9 $\pm$ 0,3
27	8004K	5157	Dobrausa-völgy	A Px	teljes kőzet	1,32	26,6	6,099	11,8 $\pm$ 0,6

Sor-szám	Mintaszám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzettípus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm \sigma$ (Mév)
28	8005K	5158	Batarcs templom	D Px	teljes kőzet	2,28	31,9	9,018	10,2 $\pm$ 0,5
29	8006K	5159	Túrterebes kőbánya I	D Px	teljes kőzet	1,78	60,7	7,586	10,9 $\pm$ 0,4
30	8007K	5160	Túrterebes kőbánya II	D PxBi	plagio-klász	0,86	48,8	3,442	10,3 $\pm$ 0,4
31	8002K	5155	Chicera Mare (Turc)	D Px	teljes kőzet	2,13	42,5	8,786	10,5 $\pm$ 0,4
32*	UA-7		Wereyatsa kőbánya	D Px	teljes kőzet	2,49	45,6	1,045 $\times 10^{-6}$	10,8 $\pm$ 0,5
33*	UA-8		Ciorni-hegy	D Px	teljes kőzet	2,60	64,8	1,036 $\times 10^{-6}$	10,2 $\pm$ 0,4
34*	UA-10		Vischova	A Px	teljes kőzet	1,50	26,9	6,253	10,7 $\pm$ 0,6
35*	310.	5671	Chyja	BA Px	teljes kőzet	0,96	48,0	4,071	10,8 $\pm$ 0,5
36*	340.	5670	Shyrokyi-hegy	D	teljes kőzet	2,50	45,1	9,192	9,4 $\pm$ 0,4
37*	341.	5677	Shajan	Di	teljes kőzet	1,88	61,1	7,849	10,7 $\pm$ 0,4

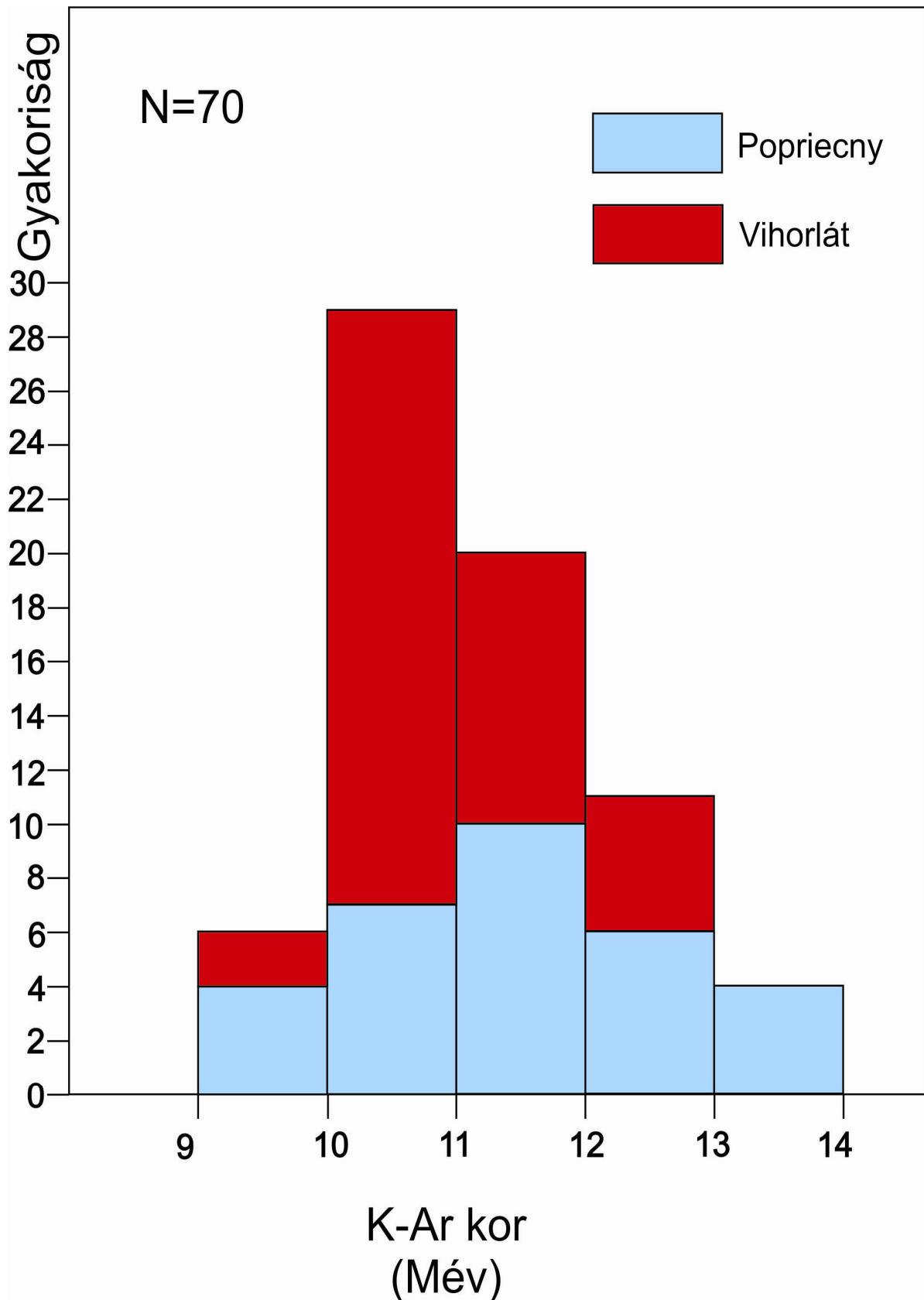
A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

A: andezit, D: dácit, R ig: riolitos ignimbrit, R per: perlites riolit, mDi: mikrodiorit, Px: piroxén, Am: amfibol, Bi: biotit, Qz: kvarc, BA: bazaltos andezit, Di: diorit

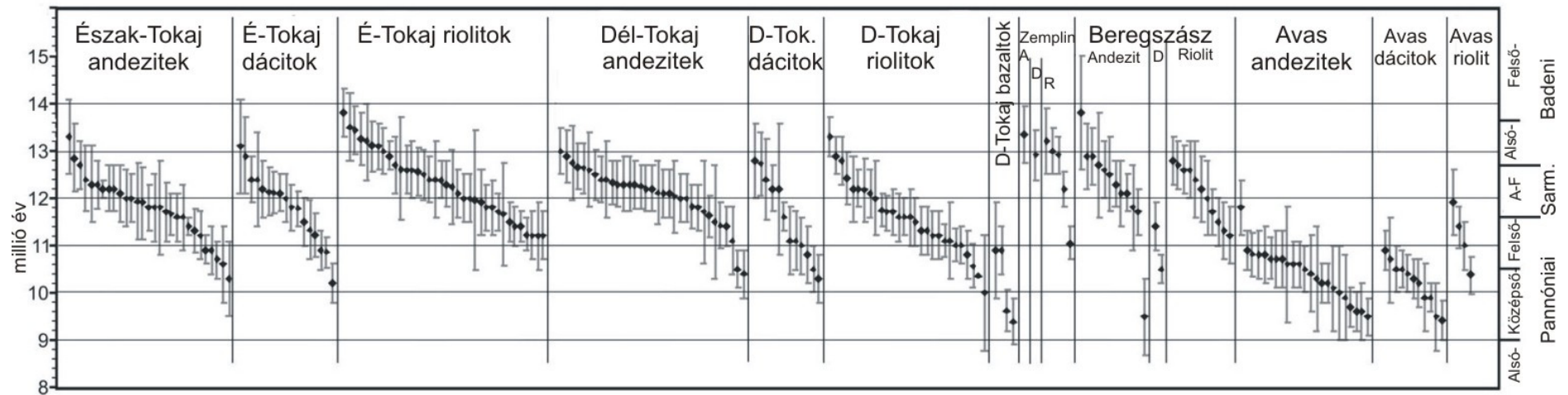
**Megjegyzés: A 32, 33, 34, 35, 36 és 37 sorszámú kőzetminták az Avas kárpátaljai területéről származnak.*



3.3. ábra: A; Középső szegmens neogén vulkáni kőzeteinek koreloszlása, B; Középső szegmens neogén vulkáni kőzeteinek kőzettípus szerinti koreloszlása



3.4. ábra: A Vihorlat-Popricsnij vulkáni vonulat koreloszlása



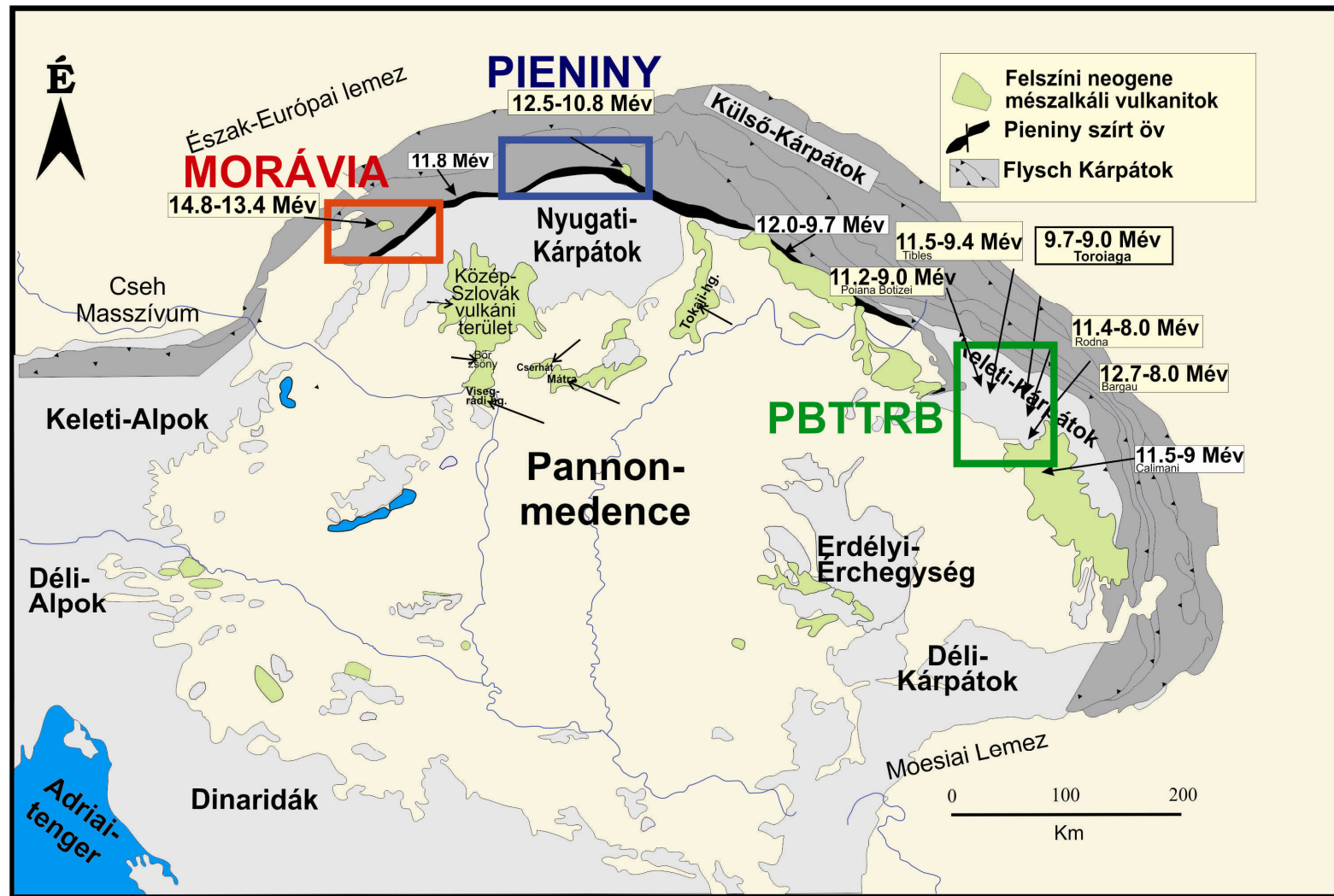
3.5. ábra: A középső szegmens déli részén feltárt vulkáni kőzetek koreloszlása

3.11. AZ INTRÚZÍV MAGMÁS TESTEK SZEREPE A KÁRPÁT–PANNON RÉGIÓ NEOGÉN-
KVARTER MÉSZALKÁLI VULKANIZMUS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉBEN

Az utóbbi években a világ különböző vulkáni területén végzett földtani kutatások eredményei rávilágítottak az intrúzív magmás folyamatok jelentőségére (Mc Connell et al., 1995), a tektonikai folyamatok az olvadékképződés, az anyagáramlások, a vulkáni- és hidrotermális tevékenység kezdetének és befejeződésének tekintetében (Nemcok et al., 1998, Harangi 2001a, b, Seghedi et al., 2004a). Ennek ellenére viszonylag kevés földtani és analitikai adat található az intrúzív magmás testek szöveti, szerkezeti sajátosságairól és a vulkáni ívekkel való genetikai és kronológiai kapcsolatáról.

Az intrúzív magmatizmus tanulmányozása szempontjából a Kárpát–Pannon régió kitűnő lehetőséget kínál a kárpáti vonulaton kívüli intrúziók ("external intrusive arc"), és a vulkáni vonulat mentén nagy gyakorisággal előforduló intrúzív magmás testeknek ("intravolcanic intrusions") az összehasonlító, komplex vizsgálatára. Sikeres OTKA pályázatom (K68153) és az Akadémiák közötti együttműködéseim lehetővé tették, hogy több éven keresztül folyamatosa kutatómunkát végezzek a Kárpát-medence legfontosabb intrúzív magmás területein (3.16. térkép).

Ebben a fejezetben Bemutatom azokat az eredményeket, amelyeket a fenti témakörben az elmúlt években szerzőtársaimmal nemzetközi konferenciákon ismertettünk, illetve külföldi folyóiratokban publikáltunk.



3.16. térkép: A Kárpátok vonulatán kívül fekvő miocén intrúzív magmás testek elterjedése és K/Ar kora (Pécskay et al., 2010)

3.11.1. INTRAVULKÁNI INTRÚZÍV MAGMATIZMUS

3.11.1.1. AZ AVAS–GUTIN-HEGYSÉG FÖLDTANI SZERKEZETE

Az Avas–Gutin-hegység a Kárpát-medence ÉK-i részéhez tartozó terület, amely a belső kárpáti öv neogén kvarter vulkáni vonulatának szerves részét képezi. Az egyes képződmények elterjedése és a geofizikai adatok azt mutatják, hogy az Avas–Gutin–Cibles vonulat magmás tevékenységének termékei egy heterogén összetételű, kiemelkedésekre és különböző mélységű süllyedésekre tagolt, törésekkel felszabadult alaphegységre települt. A tagolódás részben Ny-K irányban az ún. Dragos Voda szerkezetvonal mentén, részben pedig az ÉNy-DK irányú Gutin vonal mentén jött létre. A neogén vulkáni tevékenység lényegében a két szerkezeti vonalat követve zajlott le. A Ny-K irányú szerkezeti vonal párhuzamos lefutású a Pannon-medence északi szegélyével, ÉNy-DK irányú szerkezeti vonal pedig K-Szlovákiából indulva párhuzamos lefutású a Keleti Kárpátok vonulatával. A két szerkezeti vonal mentén lejátszódó eltérő sajátosságokkal jellemezhető magmás tevékenység hatása a velük kapcsolatos különböző típusú ércképződési folyamatokban is tükröződik. A magmás tevékenységet az effúziós, explóziós és intrúziós folyamatok termékei egyaránt jellemzik. Borcos és munkatársai (1994) egyes geológiai és geofizikai adatokra alapozva úgy vélték, hogy az Avas–Kőhát–Gutin vonulat mélységi zónáiban nagyméretű neogén magmás testek (plutonok) találhatóak, amelyek szoros kapcsolatban vannak a törés rendszerekkel. Ezek a feltételezett plutonok a Dragos Voda szerkezeti vonal mentén helyezkednek el, elsősorban az alaphegység kiemelkedett részeire települve.

A paleogén összletre diszkordánsan badeni biogén és meszes homokkő, piroklasztit és mészkő települ. A szarmata rétegeket főleg agyag és meszes-homokkőves üledékek alkotják andezittufás közbetelepülésekkel. A neogén üledékek sorát a pannóniai agyag és homokkő rétegek zárják. Ezek a képződmények egy kb. 800 m mélységű süllyedékben halmozódtak fel, melynek peremi részein megjelennek a neogén magmás tevékenység termékei (Kovacs et al., 1987). A földtani és K/Ar kormeghatározás adatai alapján a vulkáni tevékenység a badeni emeletben, a Gutin-hegység Ny-i és D-i részén riodácitos, robbanásos jellegű kitöréssel kezdődött (Fülöp 2002, 2003). Az aránylag nagy elterjedésű riodácit piroklasztitok/ignimbritek eredetét illetően, a kitörési centrum a vulkanológiai és közettan-geokémiai vizsgálatok alapján a térségtől Ny-ra fekvő, ÉK Magyarország és Kárpátalja közötti határ menti területen nyomozható (Fülöp 2002, Fülöp és Kovács 2003, Szakács et al., 2012). A badeni emeletben lejá-

szódó riolitos vulkanizmussal szemben a szarmata vulkanizmus már dácitos és andezites jeleket mutat, melynek tipikus feltárásai a Gutin-hegység Ny-i övezetében találhatók.

A szarmata vulkanitok két szintben jelennek meg;

- a, az alsó-szarmata emeletben a vulkáni tevékenység elsősorban dácitos jellegű,
- b, középső-felső-szarmatában az andezites összleten belül vékony rétegekben közbe-települt dácittufák találhatók.

A szarmata-pannóniai emelethatár közelében kezdődik a vulkanizmus legintenzívebb fázisa (Edelstein et al., 1992, Pécskay et al., 1994, 1995b).

A pannóniai korú magmatitok három szintben jelennek meg; egy „alsó” intrúzív magmás testekből álló, egy „középső” vulkáni-üledékes ill., törmelékes összlet és egy „felső” láva-árakból felépülő vulkáni sorozat (Kovács et al. 1987). A mészalkáli vulkanizmus végét, rövid vulkáni csend után, a Firiza-völgyben feltárt magas alumínium tartalmú bazaltos intrúziós testek megjelenése képviseli (Edelstein et al., 1993).

A földtani adatok szerint, a neogén magmás összleten belül, az intrúzív magmás testek regionális elterjedéssel bírnak az Avas–Gutin vulkáni övezeten belül, követvén a főbb törésvonalakat. Az intrúziós testek mérete széles tartományban változik, néhány métertől kezdve, esetenként eléri a több km hosszúságot is. Elterjedésüknek gyakorisága is eltérő. Erzsébetbánya–Botiza térségben pl. telérrajok formájában jelennek meg. Udubasa (1976) munkájában felhívja a figyelmet az Erzsébetbánya és a Cibles-hegységben ismert intrúzív magmás tevékenységben megmutatkozó hasonlóságra. A felszínen, illetve a mélyfúrásokban és bányavágatokban feltárt intrúziókat úgy tekinti, mint a mélységi övezetekben található nagyméretű magmás testek apofizáit. Udubasa megfigyelései alapján, a fent hivatkozott cikkében hangsúlyozza, hogy a területen feltérképezett jelentős ércesedések az intrúzív magmás testekhez kapcsolódnak.

A fentiekben leírt földtani ismereteket figyelembe véve, az Avas–Gutin neogén mészalkáli vulkáni vonulat fejlődéstörténete az alábbiakban foglalható össze:

A vulkáni tevékenység a badeni emeletben (15,4 millió év) kezdődött riodácit-tufa/ignimbrit nagy energiájú kirobbanásával, melynek a kitörési centruma a Gutin-hegységtől Ny-ra, a szomszédos vulkáni területen nyomozható. A szarmata emeletben megváltozik a magma összetétele, aminek következtében dácitok és andezites kőzetek jutnak a felszínre, különböző méretű és szerkezetű vulkáni formákat felépítve. A szarmata/pannóniai emeletha-

tár közelében a vulkanizmus eléri a tetőpontját, majd rövid vulkáni csendet követően kb. 7 millió év ezelőtt a magas alumínium tartalmú mészkalkáli bazaltos testek benyomulása után a térségben befejeződik a mészkalkáli magmás tevékenység (Pécskay. et.al., 1994, 1995b, 2006, Edelstein et al., 1993). Következésképpen megállapítható, hogy a rendelkezésre álló K/Ar koradatok alapján, az Avas–Gutin vulkáni vonulatra feltételezett pontuszi és pliocén magmás tevékenység (Borcos et al., 1973) kizárható.

3.11.1.2. A GUTIN-HEGYSÉG INTRÚZÍV MAGMÁS TEVÉKENYSÉGÉNEK GEOKRONOLÓGIÁJA

Az 1980-as évek végén az akkori Nagybányai IPEG (Érckutató Vállalat) geológusaival kezdtük el az Avas–Gutin és a „Szubvulkáni övezet” neogén magmás kőzeteinek szisztematikus vizsgálatát. A kezdeti években a tudományos együttműködés szempontjából rendkívül előnyös volt, hogy a nagy létszámmal működő intézmény adattárában óriási geológiai adathalmaz állt rendelkezésünkre, amely nagymértékben elősegítette az új eredményeink feldolgozását, valamint egyben irányt mutatott a kutatási programjaink aktuális témáinak kiválasztásában. Sajnos néhány év után az IPEG-et folyamatosan leépítették, illetve végül megszüntették.

Együttműködésünk első időszakában arra törekedtünk, hogy a K/Ar kormeghatározásra legalkalmasabb kőzetminták begyűjtésével, majd datálásával alapadatokat gyűjtsünk az akkori, általánosan elfogadott földtani modell megerősítésére (Borcos et al., 1973, Lang, 1975). A terepi és irodalmi adatok alapján kiválasztott legüdébb kőzetmintákon több mint száz kormeghatározást végeztem. Az új radiometrikus koradatok birtokában szükségszerűvé vált a rétegtani adatok újraértékelése, ill. több esetben az adott terület alapos átvizsgálása és új mintáknak a begyűjtése.

Az első közös publikációk után – a nagybányai vulkáni terület egyik földtani sajátosságával kapcsolatosan – a térségben nagy gyakorisággal előforduló intrúzív magmás testeknek a komplex vizsgálata került a kutatásaink középpontjába. Valóban az Avas–Gutin hegységben és Szubvulkáni zónában szinte egyedülálló lehetőség nyílik az „intravulkáni intrúziók” és az „external vulkáni vonulathoz” tartozó intrúzív magmás testeknek az összehasonlító tanulmányozására. A Gutin-hegységi intrúzióknak a reprezentatív kőzetmintái, működő és felhagyott kőbányákból, völgyek és árkok természetes feltárásaiból, mélyfúrásokból és felszín alatti bá-

nyavágatokból származnak. A begyűjtött kőzetminták lelőhelyei a 3.17. térképen láthatók, a mért K/Ar koradatokat pedig a 3.10. táblázatban foglaltam össze.

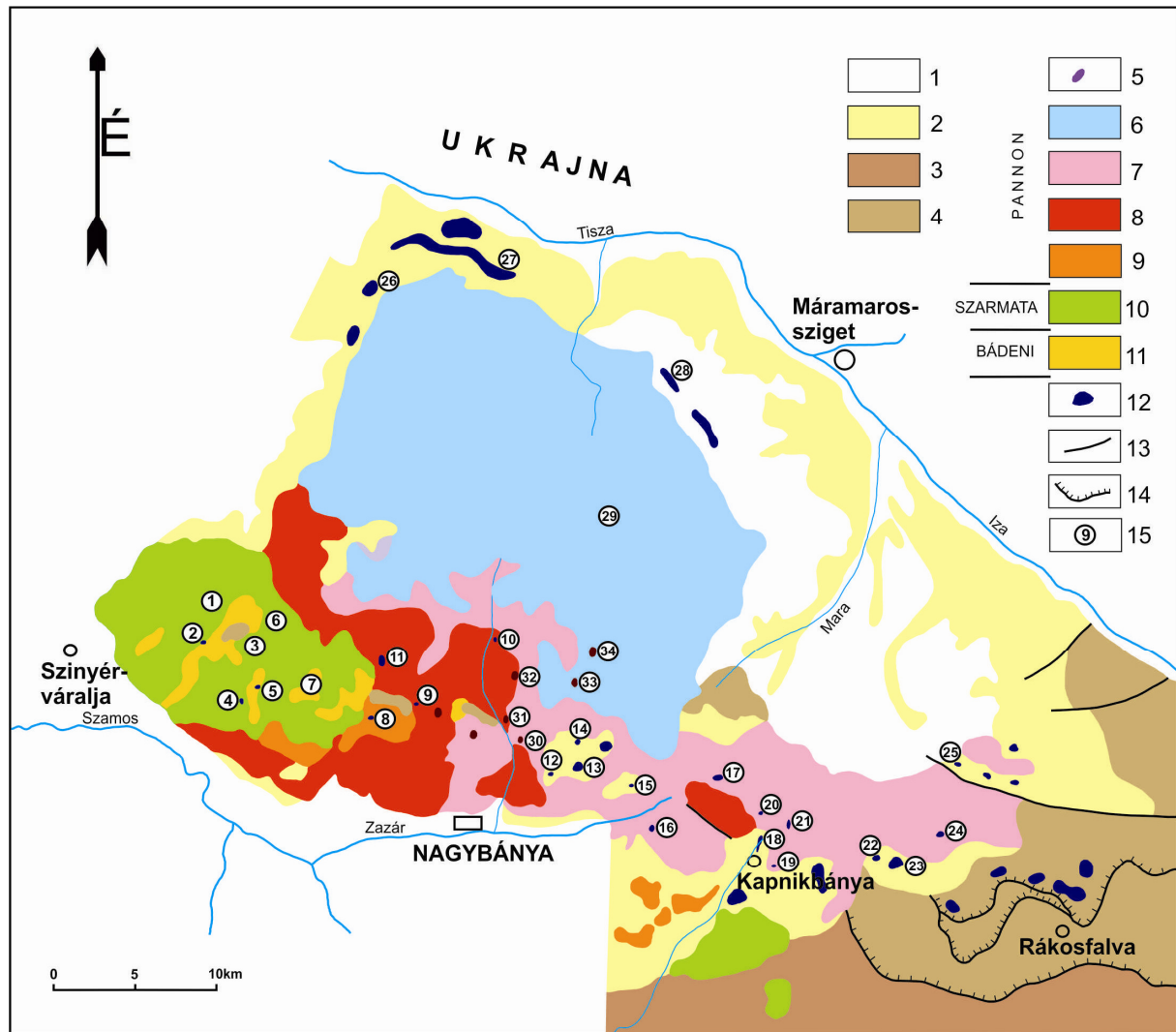
Meg kell jegyezni, hogy az intrúzív magmás testekből általában problémát jelent tömör, üde kőzetmintát begyűjteni. Egyrészt méretbeli gondokból adódóan (pl. vékony telérek esetén) nehéz alkalmas mintadarabot találni, másrészt az intenzív hidrotermális bontás miatt az intrúziók nagy része teljesen átalakult. Az analitikai adatok közül a $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%) értéke tükrözi az ún. „földtani hibából” származó atmoszférikus eredetű argon kontamináció tényét. A $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%) értékei 20% körül szórnak, aminek következménye, hogy csak viszonylag nagy analitikai hibával ($\pm 1,0$ millió év) mérhetők ezek a kőzetminták (3.10. táblázat).

A lehetséges földtani hibákkal kapcsolatos inkonzisztens K/Ar korok vizsgálatánál részletesebb analitikai munkára van szükség, amely lehetővé teheti a hibaforrások feltárását, szerencsés esetben annak kiküszöbölését is. Például a 28. sz. minta esetében látható a kőzetből elválasztott, különböző frakciókon meghatározott K/Ar korok, amelyből egyértelműen kiderül, hogy ebben az esetben a legidősebb kor a legkevésbé mágneses frakción adódott, vagyis a „többlet Ar” ebben a frakcióban van bedúsulva.

A radiometrikus koradatok szerint az intrúzív magmás tevékenység a Gutin-hegységben kb. 11,9 millió év kezdődött. A változatos intrúzív magmás működés (telérek, sillek, lakkolitok, apofizák benyomulása) a felső-szarmatában és alsó-pannóniai emeletben követi az alsó-szarmatában kezdődő dácitos-andezites vulkáni tevékenységet. A neogén mészkáli vulkanizmus fő időszakában (~11,8-9,2 millió év) az effúzív/extrúzív és intrúzív vulkáni események lényegében egyidejűleg játszódnak le (3.6. ábra).

Az intrúziók teljes kőzetén meghatározott K/Ar korok földtani jelentését megerősítik az ércesedés korára meghatározott adular és illit korok is (Lang et al., 1994, Kovács et al., 1997b, 3.6. ábra).

A 34 kőzetminta közül a bazaltos intrúziók (30. sz.-34. sz. minták) speciális földtani jelentéssel bírnak. A Firiza völgyben feltárt kisméretű mészkáli bazaltok, mind kőzettanilag, mind geokémiaiilag eltérnek a többi intrúzív magmás testtől. Meg kell jegyezni, hogy az egész Avas–Kőhát–Gutin zónában csak a Firiza-völgyben izoláltan fordulnak elő, és a K/Ar korukat is figyelembe véve egyértelműen a neogén mészkáli vulkáni tevékenység végét képviselik (Edelstein et al., 1993, Pécskay et al., 1995a, b, 2006).



3.17.. térkép: A Gutin földtani térképe a K/Ar mintavételi helyek megjelölésével,
(Kovács és Fülöp, 2003)

1. kvarter előfordulások, 2. neogén üledékes összletek, 3. oligo-miocén üledékes összletek, 4. paleogén üledékes összletek, 5. Firiza bazaltok intrúzió komplexuma, 6. piroxén-andezitek, 7. piroxénandezit és piroxénamfibolandezitek, 8. kvarc-andezitek, 9. dácitok, 10. piroxén bazaltos andezit és piroxénandezitek, 11. riolitos ignimbritek, 12. intrúziók, 13. vetők, 14. áttolódások, 15. K/Ar mintaszámok

3.10. táblázat: Nagybánya térségében feltárt miocén intrúzív kőzetek K/Ar kora

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1	3634	2562-7N	Carpenului-völgy	APx	t.k.	1,63	35,8	7,499	11,8 $\pm$ 0,5
2	3255	26890-85	Fătuțoaia-völgy	BAPx	t.k.	1,57	15,7	7,005	11,4 $\pm$ 1,0
3	3635	F104/966	Fúrás 104, Erdélyi-völgy	MDiPx	t.k.	2,38	28,9	10,910	11,8 $\pm$ 0,6
4	3641	16313-5L	Baba Griga-völgy	BAPx	t.k.	0,49	7,0	2,256	11,8 $\pm$ 1,8
5	3254	246-5B	Nagysikárló-völgy	BAPx	t.k.	1,35	18,3	6,285	11,9 $\pm$ 0,9
6	2059	282/F260	Firizan vágat	APxQz	t.k.	1,78	25,2	8,103	11,7 $\pm$ 0,7
7	3637	F111/5.5	Fúrás 111, Miszbánya	AQzPxAm $\pm$ Bi	t.k.	1,71	30,2	7,775	11,7 $\pm$ 0,6
8*	3633	25161-91	Nagykapitány-völgy	AQzPxAm	t.k.	2,04	53,6	9,934	12,5 $\pm$ 0,4*
9	3640	1712-S1	Izvorul Tocastru- völgy	AQzPxAm	t.k.	1,25	15,0 15,1	5,516 5,596	11,3 $\pm$ 1,0 11,5 $\pm$ 1,0
10	3248	3142-90	Feketepatak (Felsőfernezely)	APxAmQz	t.k.	1,39	25,9	6,406	11,8 $\pm$ 0,6
11	2434	318-91G	Coastei-hegy (Észak Băița)	APxAm	t.k.	1,55	18,2	6,082	10,1 $\pm$ 0,8
12	3267	3102-2E	Kisbánya-völgy	APxAm	t.k.	1,29	20,0	5,252	10,4 $\pm$ 0,7
13	3258	4536-2E	Poca csúcs	mDiPxAm	t.k.	1,24	22,1	5,296	10,9 $\pm$ 0,7
14	3632	27455-2	Măguri-völgy	AAmPx	t.k.	2,10	47,3	8,153	10,0 $\pm$ 0,3
15	3257	4166-2E	Ereș-völgy	APxAm	t.k.	1,92	34,2	8,173	10,9 $\pm$ 0,5
16	3259	27129-4	Fekete-völgy	BAPx	t.k.	1,01	25,3	4,514	11,5 $\pm$ 0,6
17	3631	7200K	Șuor kőbánya	B/BAPx	t.k.	0,84	13,2	3,004	9,2 $\pm$ 1,0
18	3268	7112-3E	Cavnicului-völgy	BAPxAm	t.k.	1,43	20,7	5,724	10,3 $\pm$ 0,7
19	3262	13343-3L	Higea-völgy	mDiPx	t.k.	1,18	26,5	4,664	10,1 $\pm$ 0,6
20	3630	7186M	Gutinului-völgy	mGb/BPx	t.k.	0,61	10,7	2,604	10,9 $\pm$ 1,4
21	3639	4190-9E	Șișca-völgy	QDiPxBi	t.k.	1,00	11,8	3,761	9,6 $\pm$ 1,1

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
22	3264	25832-94	Roții-völgy	mDiPx	t.k.	0,81	15,5	3,674	11,6 $\pm$ 1,0
23	3638	2297-4G	Strâmbului-völgy	mDiPx	t.k.	1,04	23,8	4,745	11,7 $\pm$ 0,7
24	3265	27199-2L	Siva-völgy	APxBi	t.k.	2,18	22,2	9,366	11,0 $\pm$ 0,7
25	3263	5000-2C	Ruginoasa-völgy	APxBi $\pm$ Qz	t.k.	2,41	46,9	9,439	10,0 $\pm$ 0,4
26	3266	6081K	Sâmbra Oilor kőbánya	APx	t.k.	2,06	60,4	8,475	10,6 $\pm$ 0,4
27	3249	22569-89	Cherecul Mare (Szaplonca)	BAPx	t.k.	1,65	45,3	6,903	10,8 $\pm$ 0,5
28	2448	25009-91	Egres kőbánya	BAPx $\pm$ Ol	t.k.	0,99	14,5	4,438	11,5 $\pm$ 0,5
	2448	25009-91	Egres kőbánya	BAPx $\pm$ Ol	lmf	0,58	39,4	2,718	12,0 $\pm$ 0,5
	2448	25009-91	Egres kőbánya	BAPx $\pm$ Ol	mmf	1,06	22,1	4,434	10,7 $\pm$ 0,6
	2448	25009-91	Egres kőbánya	BAPx $\pm$ Ol	kmf	1,06	14,5	4,438	10,7 $\pm$ 1,0
29	3636	F607/471.5	Fúrás 607, Brazilor-völgy	mQDiPxAmBi	t.k.	2,12	36,4	8,506	10,3 $\pm$ 0,4
30	2616	25256-90	Berdu-völgy	BPx	t.k.	1,31	15,7	3,877	7,6 $\pm$ 0,7
31	2617	26106-90	Vidra-völgy	BPx	t.k.	0,80	8,0	2,559	8,1 $\pm$ 1,4
32	2447	5647-0N	Băii-völgy	BPx	t.k.	1,16	20,6	3,595	7,9 $\pm$ 0,6
33	2635	20944-92E	Peștilor-völgy	BPx	t.k.	1,32	50,9	3,947	7,7 $\pm$ 0,3
34	2636	20943-92E	Runcului-völgy	BPx	t.k.	1,37	24,8	3,731	7,0 $\pm$ 0,4

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

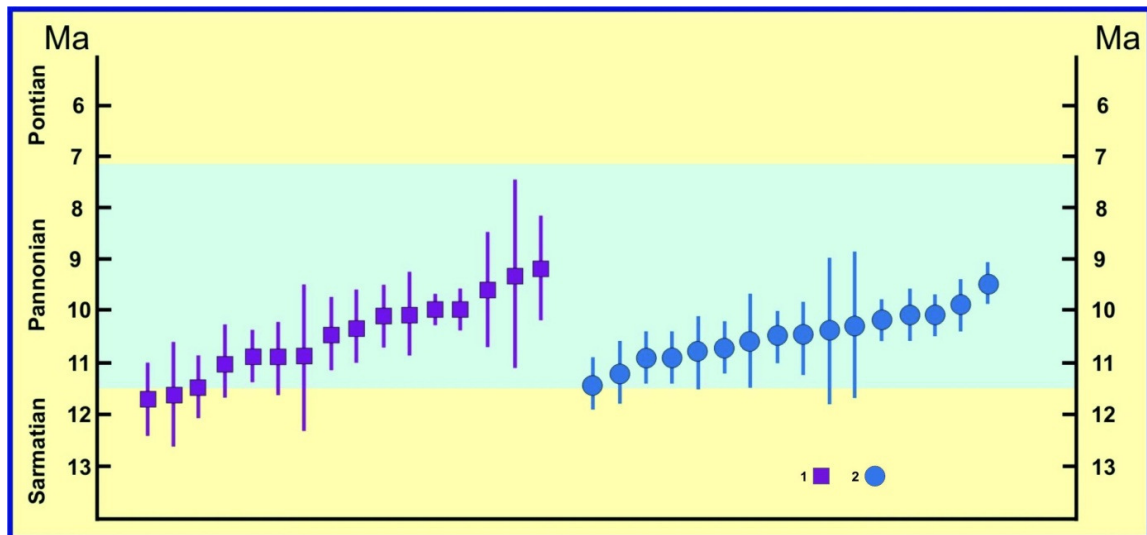
A: andezit, BA: bazaltos andezit, B: bazalt, MDi: monzodiorit, mDi: mikrodiorit, mGr: mikrogabbro, mQDi: mikrokvarc-diorit, QDi: kvarc-diorit;

Am: amfibol, Bi: biotit, Px: piroxén, Qz: kvarc, Ol: olivin

A mért frakciónál használt rövidítések jelentése:

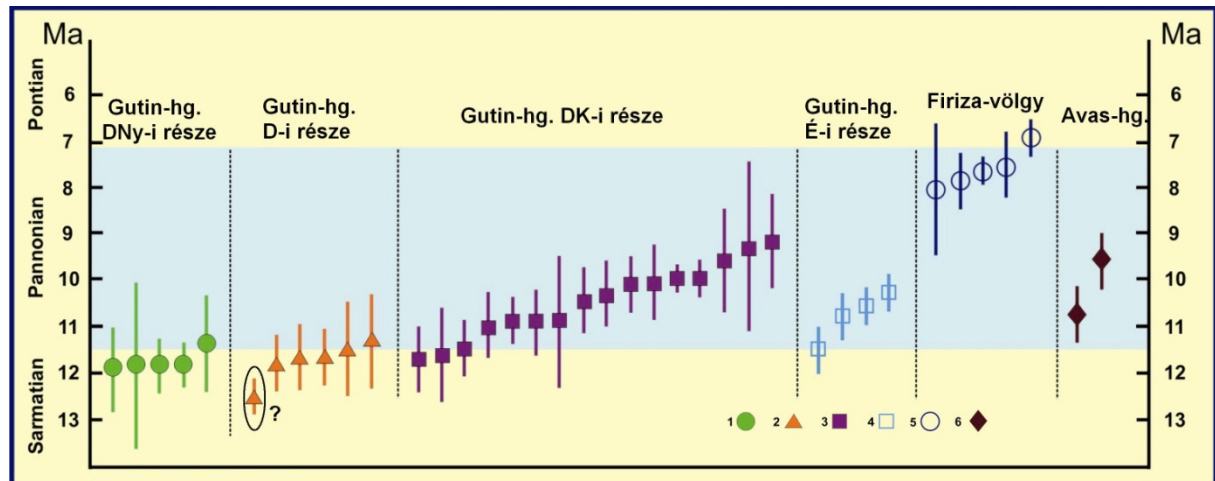
t.k: teljes kőzet, lmf: legkevésbé mágneses frakció, mmf: legmágnesebb frakció, kmf: közepesen mágneses frakció

* 8. sz. minta esetében valószínűleg kontamináció miatt csak analitikai korról beszélhetünk.



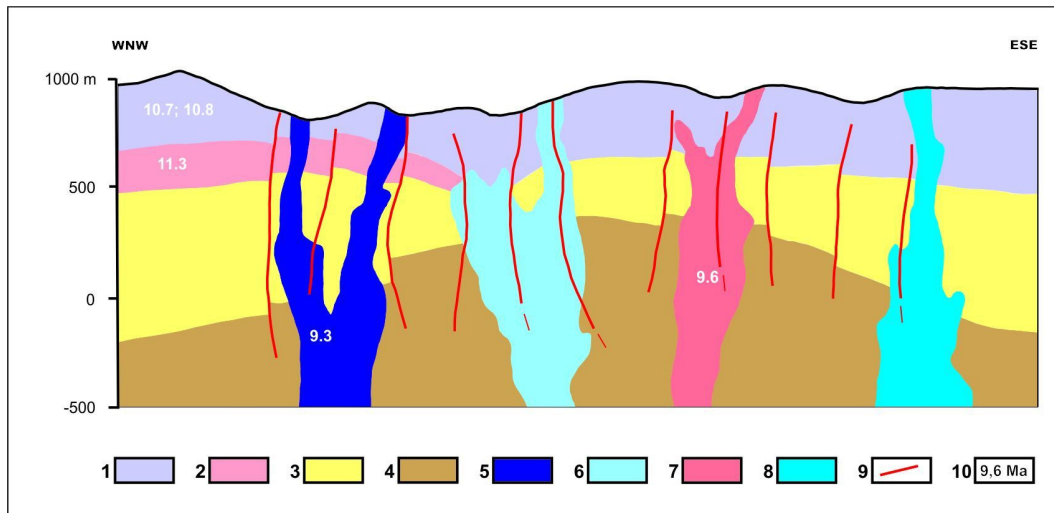
3.6. ábra: A Gutin-hegység DK-i részén feltárt azonos vulkáni fázishoz tartozó intrúziók és lávafolyások K/Ar korának összehasonlítása

1. – intrúziók; 2. – lávafolyások



3.7. ábra: A Gutin-hegység intrúzív magmás tevékenységének K/Ar kora

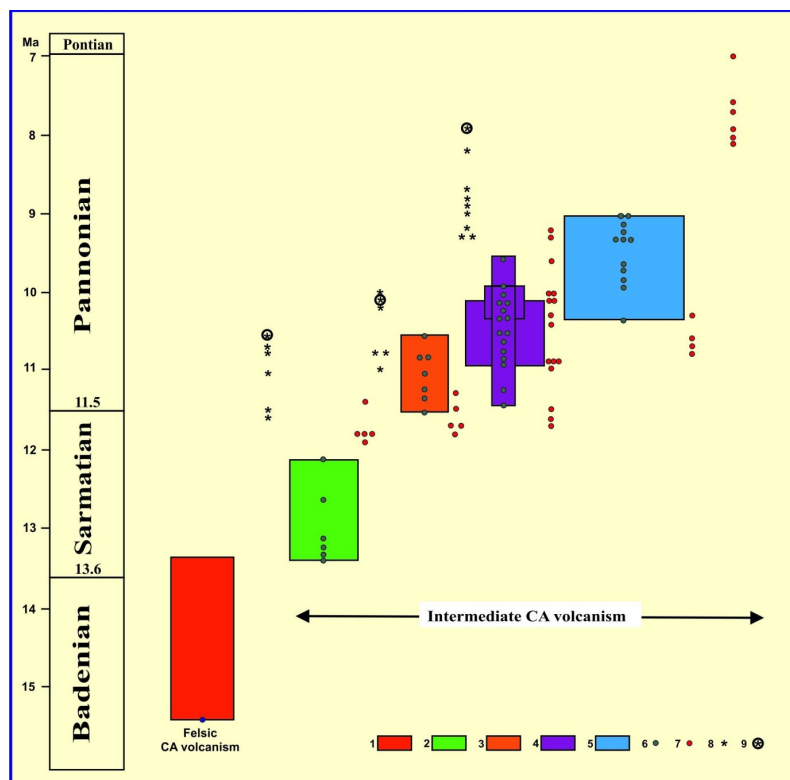
1. – szarmata vulkáni fázist követő intrúzív magmatizmus; 2. – pannóniai kvarcandezitekbe benyomuló intrúziók; 3. – pannóniai extrúzív vulkáni fázissal kapcsolatos intrúziók; 4. – A Gutin-hegység É-i részén előforduló intrúziók; 5. – Firiza-völgyi bazalt intrúziók; 6. – Avas intrúziók



3.8. ábra: Földtani szelvény Kapnikbányán keresztül, Gutin-hegység

vulkáni kőzetek: 1. – piroxénandezit; 2. – kvarcandezit; 3. – neogén üledékes összlet; 4. – paleogén üledékes összlet;

intrúzív magmás kőzetek: 5. – piroxénmikrogabbro; 6. – piroxéndiorit; 7. – kvarc-biotit-piroxéndiorit; 8. – piroxénandezit; 9. – hidrotermás erek; 10. – K/Ar korok



3.9. ábra: A Gutin-hegység neogén vulkanizmusának, intrúzív magmás tevékenységének és hidrotermás folyamatoknak K/Ar kora

1. – badeni-szarmata riolitos ignimbritek; 2. – szarmata andezitek; 3. – pannóniai kvarcandezitek; 4. – a Gutin-hegység DK-i részének pannóniai andezitei; 5. – a Gutin-hegység É-i részének pannóniai andezitei; 6. – lávafolyások K/Ar kora; 7. – intrúziók K/Ar kora; 8. – hidrotermás ásványok K/Ar kora; 9. – aduláron mért Ar/Ar kor

3.11.2. KÁRPÁTOKON KÍVÜLI NEOGÉN INTRÚZÍV MAGMÁS TEVÉKENYSÉG GEOKRONOLÓGIÁJA ("EXTERNAL INTRUSIVE VOLCANIC ARC")

A neogén „external intrúzív magmás testek” több száz kilométeren keresztül – lényegében egy külső vonulatot alkotva – követik a Kárpátok ívét (3.16. térkép). A térképen jelzett, egymástól földrajzilag elkülöníthető területekről (Morávia–Pieniny-hg, Szubvulkáni zóna) több mint 100 kőzetmintát gyűjtöttünk be radiometrikus kormeghatározásra. Az alábbi fejezetben a K/Ar koradatokból levonható legfontosabb geológiai következtetéseket ismertetem.

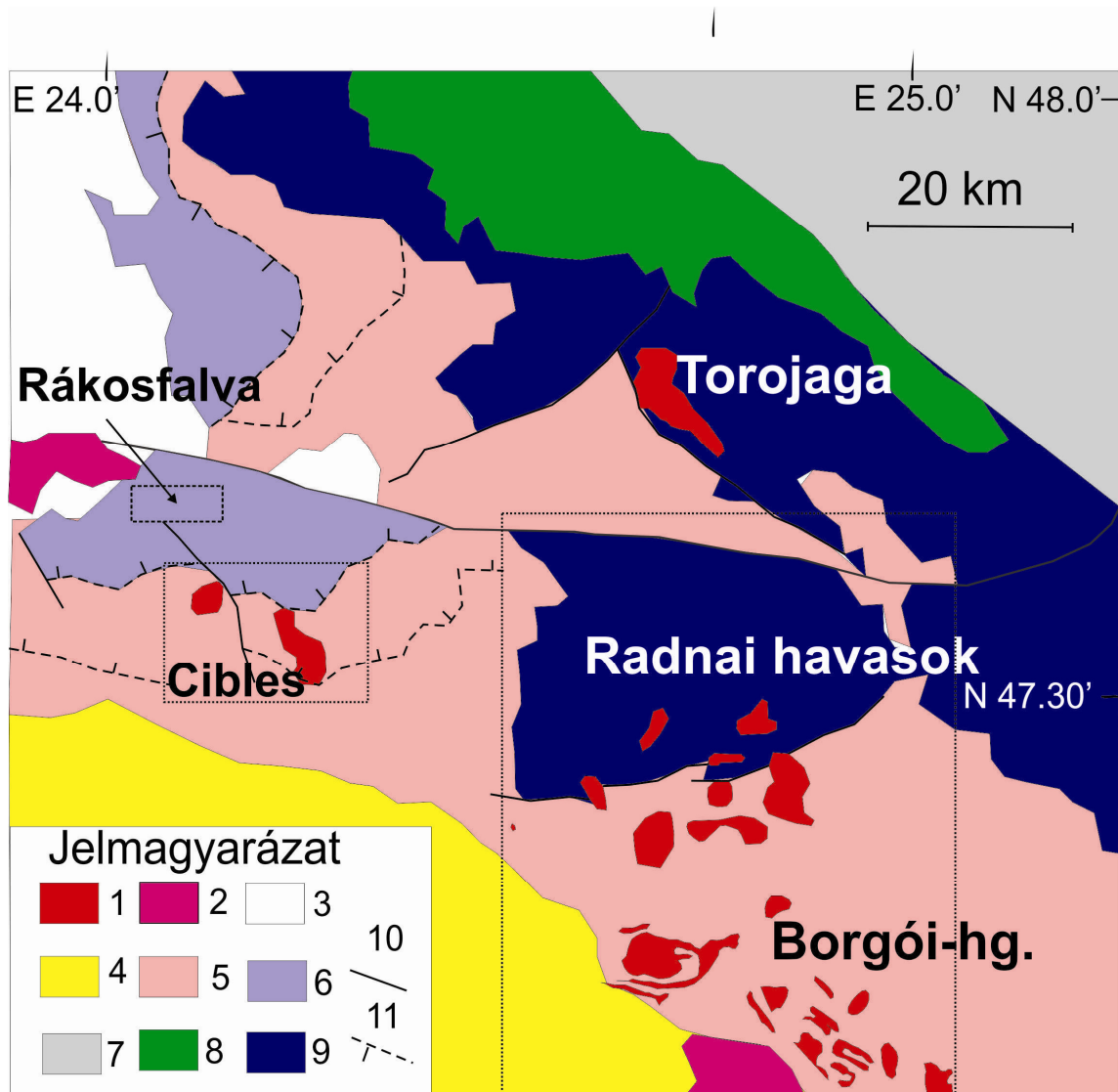
3.11.2.1. SZUBVULKÁNI ZÓNA GEOKRONOLÓGIAI VIZSGÁLATA

A vizsgált terület egyszerűsített földtani térképe a 3.18. térképen látható.

A „Szubvulkáni Zónát” ÉNy-ről DK-felé haladva Pojáná–Botizá–Cibles–Torojága–Radnai havasok és a Borgói-hg., kizárólagosan csak intrúzív magmás testekből álló hegységek építik fel. A neogén magmás testeket befogadó kőzetek metamorf és/vagy üledékes kőzetek. A Pojáná–Botizában paleogén flysch, a Ciblesben paleogén és alsó-miocén üledékes összlet, a Torojága területén döntően metamorf kőzetek, míg a Radnai-havasokban és a Borgói-hegységben paleogén és alsó-miocén üledékes összlet képezi az intrúziók befogadó kőzeteit. Mindegyik területen a benyomuló magmás testeket különböző méret, sajátos forma és eltérő ásványos összetételű kőzettípus jellemzi. A legfontosabb szubvulkáni formák stockok és lakkolitok, amelyek általában komplex rendszert alkotnak a teleptelérekkel és dájkokkal.

Kőzetanalízis a vizsgált kőzetminták rendkívüli változatosságot mutatnak, riolitok, dácitok, andezitek, bazaltos andezitek és bazaltok, szubvulkáni kifejlődésükben, gabbro-dioritok, dioritok, kvarcdioritok, monzodioritok és granodioritok, porfiros szövettel és holokristályos alanyaggal (Kovács et al., 1995a, Pécskay et al., 2009)

A Szubvulkáni Zóna nyilvánvaló szerkezeti sajátossága a Bogdan Voda–Dragos Voda oldal eltolódásos vetőrendszere (Sandulescu et al., 1981), amely meghatározza az intrúziók benyomulásának, illetve elhelyezkedésüknek irányát. Kivételt képez a Borgói-hegység déli része, amelynek szerkezeti jellegéből adódóan az intrúziók települési iránya már a Kelemenhez hasonlóan egy ÉNy–DK-i irányú vetőrendszerhez köthető (Seghedi 2005, Fielitz és Seghedi, 2005).



3.18. térkép: A szubvulkáni övezet miocén magmás kőzeteinek elterjedése,
(Pécskay et. al, 2009)

1. intruzív magmás testek feltárásai, 2. a Gutin és a Kelemen vulkáni kőzetei, 3. miocénnél idősebb üledékek, 4. középső- és felső-miocén üledékek, 5. eocén-alsó-miocén üledékek, 6. Pieniny egységek, 7. Moldovai egységek, 8. Erdélyi egységek, 9. Bukovinai egységek, 10. vetők, 11. áttolódások

3.11. táblázat: A Pojáná-Botizá (Rákosfalva) miocén intrúzióinak K/Ar kora

Minta-szám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
PB-1	3024.	Runcaş csúcs	mDiPx	t.k.	1,43	18,0	6,282	11,2 $\pm$ 0,9
PB-2	2464.	Roşii-völgy	APx	t.k.	1,50	25,2	6,521	11,1 $\pm$ 0,7
PB-3	2469.	Ulmului-völgy	mDiPx	t.k.	1,12	25,8	4,572	10,4 $\pm$ 0,6
PB-4	2466.	Poienii-völgy	APx	t.k.	1,46	41,9	5,905	10,3 $\pm$ 0,5
PB-5	2811.	Rugului-völgy	mDiPx	t.k.	1,79	37,7	7,181	10,3 $\pm$ 0,5
PB-6	2214.	Prisacele csúcs	DBiAmPx	t.k.	2,63	42,6	9,931	9,7 $\pm$ 0,4
PB-7	2810.	Runcaş csúcs	DBiAmPx	t.k.	2,27	61,0	8,211	9,3 $\pm$ 0,4
PB-8	2468.	Pietroasa csúcs	QDiPx	t.k.	1,96	33,4	7,061	9,3 $\pm$ 0,5
PB-9	2465.	Izvorul Rugului-völgy	DPxAmBi	t.k.	2,34	49,7	8,213	9,0 $\pm$ 0,4

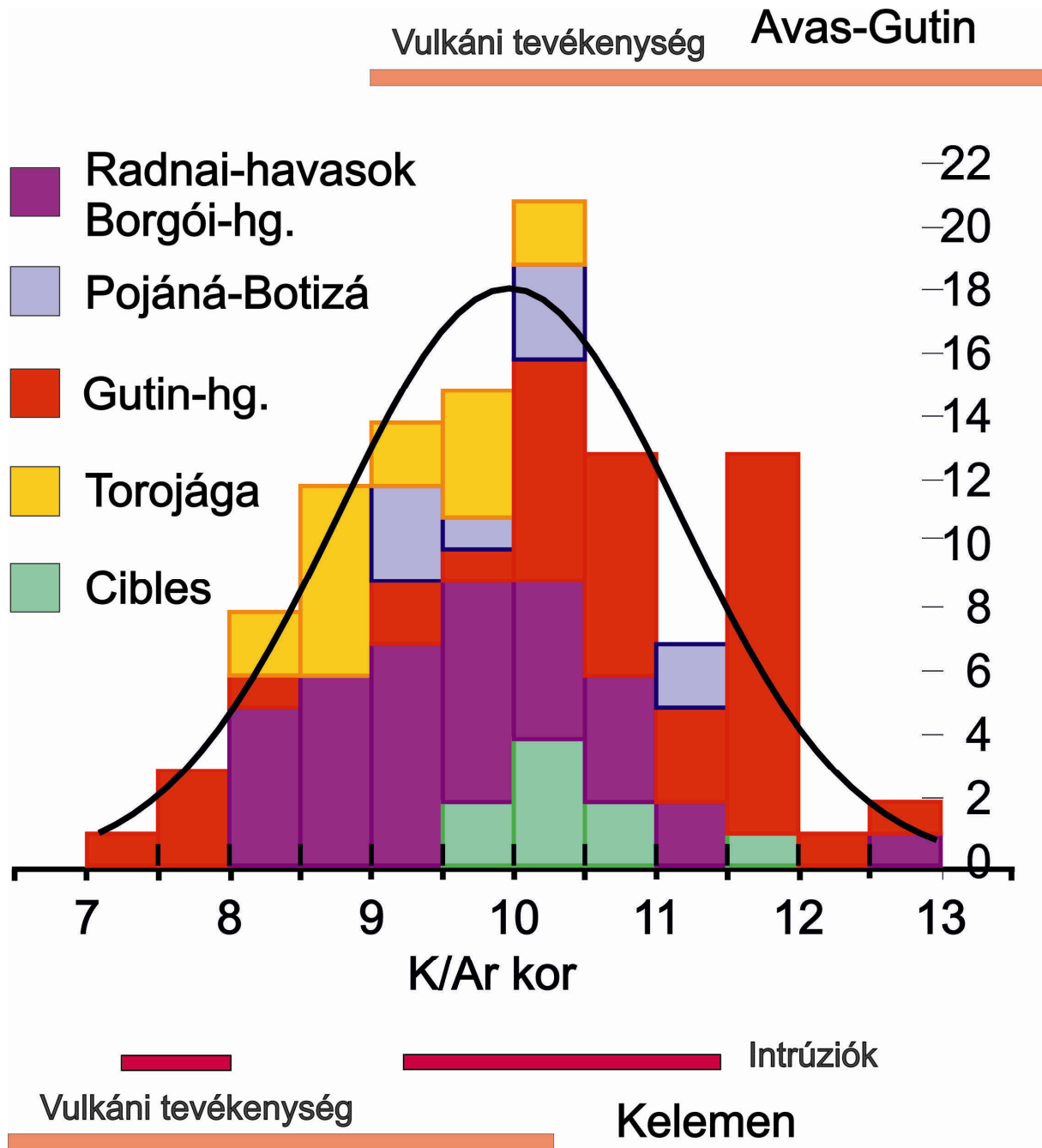
3.12. táblázat: A Cibles (Tibles) intrúzív magmás kőzeteinek K/Ar kora

Mintasza	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
T1	2543.	Stegioara csúcs	QDiPx	t.k.	1,49	37,9	6,677	11,5 $\pm$ 0,5
T2	2547.	Stegioara csúcs	QDiPx	t.k.	1,25	47,6	5,358	10,9 $\pm$ 0,5
T3	2536.	Hudieş csúcs	DiPx	t.k.	1,13	22,5	4,706	10,6 $\pm$ 0,7
T4	2537.	Hudieş csúcs	DiPx	t.k.	1,41	50,7	5,609	10,2 $\pm$ 0,4
T5	2542.	Arcer csúcs	mGDiBiAmPx	t.k.	1,50	17,7	5,956	10,2 $\pm$ 0,4
T6	2546.	Hudin csúcs	mGDiBiAmPx	t.k.	2,26	53,8	8,831	10,0 $\pm$ 0,4
T7		Arieşului-völgy	mDiPx	t.k.	2,21	44,0	8,601	10,0 $\pm$ 0,4
T8	2540.	Arcer vágat	mDiPx	t.k.	2,79	29,1	1,068	9,8 $\pm$ 0,5
T9		Cascadelor-völgy	APx	t.k.	1,51	40,0	5,666	9,6 $\pm$ 0,4

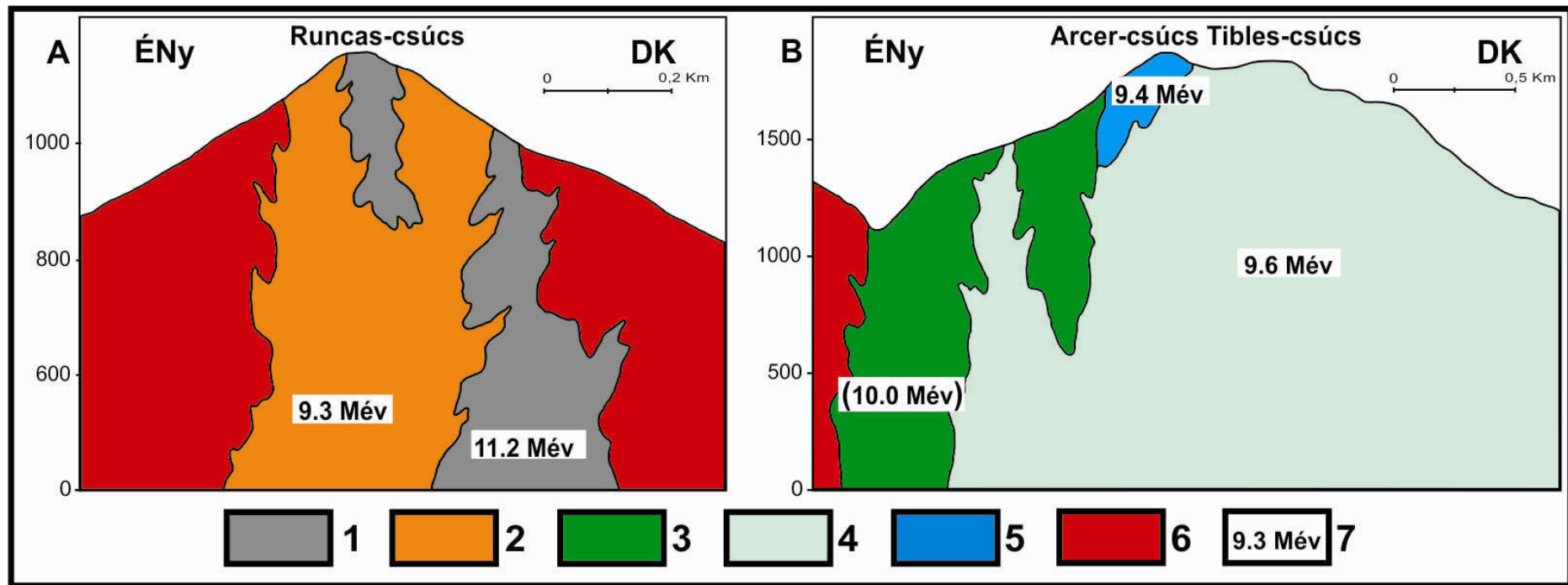
A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

QDiPx: piroxénkvarediorit, DiPx: piroxéndiorit, mGDiBiAmPx: biotitambiolpiroxénmikrogranodiorit, mDiPx: piroxénmikrodiorit, APx: piroxénandezit, DAmPx: amfibolpiroxéndácit, DPxAmBi: piroxénamfibolbiotitdiorit, DBiAmPx: biotitambiolpiroxéndiorit,

tk.: teljes kőzet



3.10. ábra: A szubvulkáni zóna miocén magmatizmusának koreloszlása



3.11. ábra: Földtani szelvény a Cibles-hg. intrúzióinak települési viszonyáról a K/Ar koradatok feltüntetésével

1. piroxénmikrodiorit; 2. biotit dácit/mikrogranodiorit; 3. amfiboldácit; 4. piroxénkvarcmonzodiorit; 5. piroxénandezit (Arcer típusú); 6. paleogén fliss; 7. 9.3 Mév .K-Ar kor (millió év).

Kutatás történeti szempontból meg kell említeni, hogy a „Szubvulkáni zóna” – hasonlóan a nagybányai neogén vulkáni területhez – évtizedek óta a földtani kutatások középpontjában áll, részben az egyedülálló földtani előfordulások miatt, másrészt a gazdasági jelentőséggel bíró ércindikációk miatt. Ennek köszönhetően a részletes földtani térképek elkészítése után, számos speciális kutatási projekt szerveződött a terület földtanának minél pontosabb megismerésére. Ugyanakkor hangsúlyozni szeretném, hogy térképezési- és terepi munka szempontjából talán az egész Kárpáti vonulat legveszélyesebb és legnehezebb területéről van szó.

Ebből adódóan sokáig nem nyílt lehetőség a geokronológiai kutatások elkezdésére, ami pedig szükségzerű volt, mivel a terület földtani sajátosságaiból adódóan az intrúzív magmás tevékenység tér-időbeli lejátszódásának rekonstruálására kizárólagosan csak a radiometrikus kormeghatározások alkalmazásával van lehetőség.

A különböző feltárásokból datált kőzetminták lelőhelyeit külön-külön szerkesztett térképen tüntettem fel (kivételt képez Pojáná-Botizá, amelyről nem áll rendelkezésemre önálló földtani térkép), míg az analitikai adatokat és radiometrikus koradatokat az adott területre vonatkozó táblázatban foglaltam össze (3.11.. táblázat).

POJÁNÁ-BOTIZÁ

A „Szubvulkáni Zónában” meghatározott K/Ar koradatok, valamint a kőzettípusok figyelembevételével elkészített hisztogramokból (3.10. ábra) látható, hogy az intrúzív magmás tevékenység kezdete – a Torojaga-hegységet kivéve – a szarmata/pannóniai emelethatár közelébe tehető (~ 11,5 millió év). A POJÁNÁ-BOTIZÁBÓL származó kőzeteken mért koradatok, a földtani adatokkal összhangban igazolták, hogy a savanyúbb magmás kőzetek (PB-6. – PB-9.) kissé fiatalabbak az intermedier intrúzióknál. Lényeges megjegyezni, hogy a rövid idő alatt lejátszódó földtani eseményekhez rendelhető koradatok az analitikai hibák miatt átfedik egymást, viszont a földtani és kőzettani adatok figyelembe vételével a két „esemény” egyértelműen elkülöníthető egymástól. A Runcas-csúchhoz közeli feltárásban jól, látható, hogy a biotitos mikrogranodiorit áttöri a piroxénes mikrodioritot (lásd földtani szelvényt 3.11 ábra).

CIBLES/TIBLES

Kőzettanilag a CIBLES/TIBLES-hegységet felépítő kőzetek több fázisú magmás tevékenységnek a termékei. Ez a hegység, a Pojáná- Botizával összehasonlítva, sokkal nagyobb méretű (4-5km-t is meghaladó) intrúzív testekből épül fel. A terület fedettsége miatt, a különböző

magmás testek egymáshoz viszonyított települési viszonya nehezen tanulmányozható. A K/Ar korok alapján (3.12. táblázat) a következő szukcesszió valószínűsíthető:

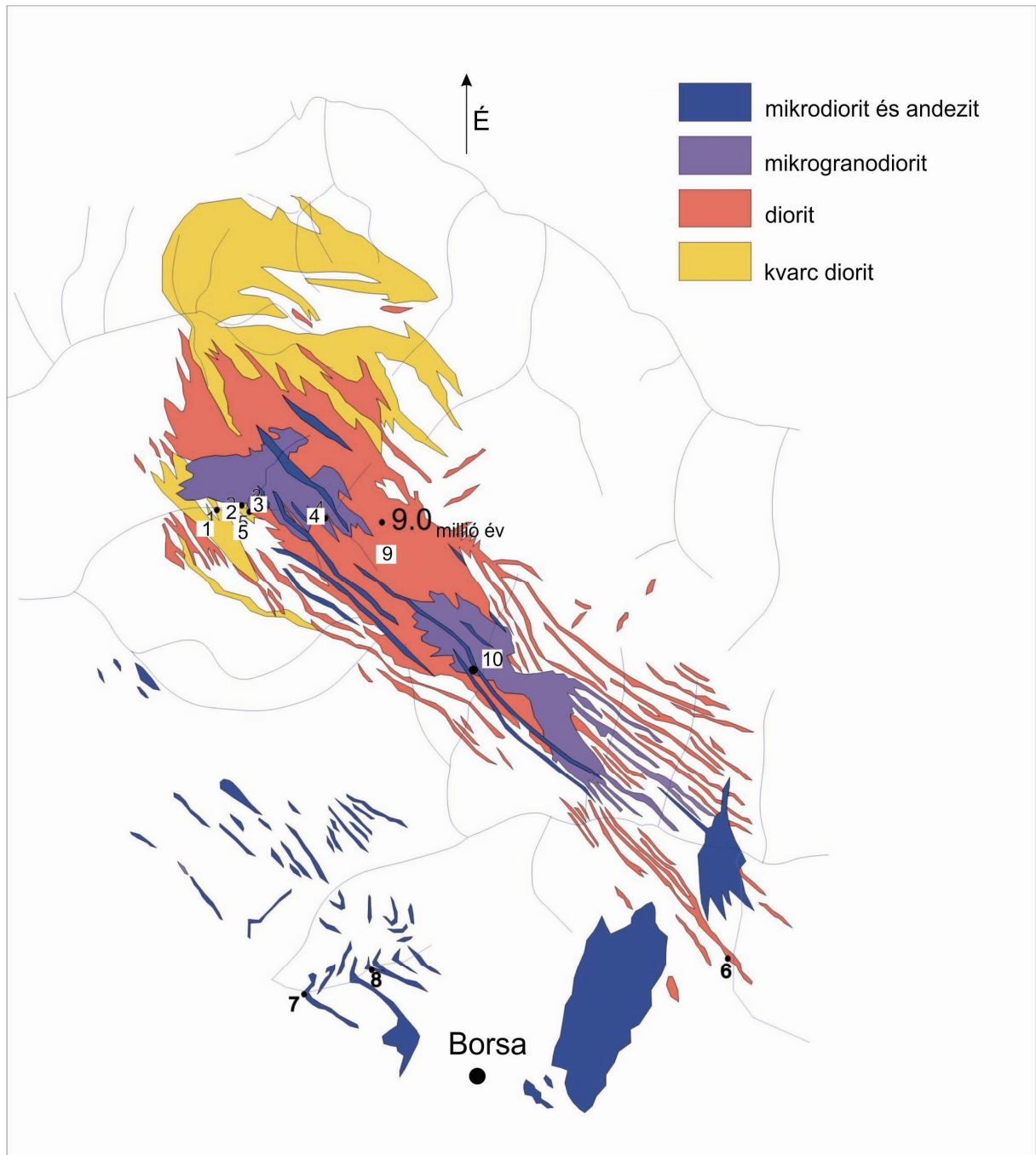
- Legidősebbek a kvarctartalmú piroxéndioritok (11,5 millió év), amelynél
- fiatalabbak a piroxéndioritok és a biotitamfibolmikrogranodioritok, és a
- legfiatalabb „intrúziós sorozatba” tartoznak a piroxénes mikrodioritok (9,8 millió év). A piroxénamfiboldácitot ért utóhatás és a nagyméretű mikrodiorit test benyomulásakor érvényesülő hőhatás a befogadó kőzetet kismértékben fiatalította (argon veszteség), ezért az analitikai kor csak minimális kornak tekinthető ($9,4 \pm 0,9$ millió év, Pécskay et al., 1995b).

TOROJÁGA

TOROJÁGA szintén egy többfázisú magmás rendszer képviselője, amit egy nagyméretű lakkolit és számos kőzet- és teleptelér épít fel. (3.19. térkép). A geokémiai adatok szerint (Gmélíng et al., 2007) a Torojága kőzetei a Moráviai intrúziókkal mutat hasonlóságot (magasabb B és K-tartalom jellemző ezekre a kőzetekre, amiből a kőzetképződés során, a kéregtől származó metasomatikus hatásra lehet következtetni), viszont különbözik a Szubvulkáni Zónában és a Gutinban feltárt intrúzív kőzetektől. A radiometrikus koradatok is (3.13. táblázat) bizonyos szempontból utalnak az eltérő földtani jegyekre. A Torojágában a magmás testek benyomulása kb. 1,5 millió évvel később kezdődik (~10,0 millió év) – ami nyilvánvalóan kapcsolatba hozható az eltérő geotektonikai környezettel, és a magma képződés sajátos körülményeivel – és rövidebb idő alatt elhal a magmatizmus (8,5 millió év). A monomineralikus biotit frakció és földpát, valamint az alapanyag frakciókon (To-1, TR-2, To-7) mért koradatokból arra következtethetünk, hogy a hegységben nem volt olyan jelentős hőhatás, amely a kőzetek képződési korát lényegesen fiatalította volna.

Tehát 3.13. táblázatban összefoglalt K/Ar koradatok valóban a hegység kialakulásával kapcsolatos földtani esemény időpontját rögzítik.

Kivételt képez a mintasorozatban belül a To-4. sz. minta, amelyből elválasztott „biotitos” ásványfrakción (kálium tartalma: 4,83%) 1 millió évvel fiatalabb kor adódott, mint a kőzetminta teljes kőzetén ($9,91 \pm 0,40$ millió év). Nyilván ez a bizonytalan analitikai kor a biotit „kevert” ásványfrakció inhomogenitásából adódik. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy ugyanebből a völgyből, a közeli feltárásból begyűjtött To-3.sz. mintán nagyon jól egyező K/Ar kort mértem ($9,79 \pm 0,36$ millió év).



3.19. térkép: Torojága földtani térképe a K/Ar mintavételi helyek megjelölésével

3.13. táblázat: A Torojága intrúzióinak K/Ar kora

Sor-szám	Mintaszám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Vulkáni forma	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g}) \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1	To-1	7466	Novicior-völgy	mD	lakkolit	t.k.	2,66	0,906	41,4	8,74 $\pm$ 0,34
						biotit	6,47	2,119	72,9	8,40 $\pm$ 0,26
2	To-2	7471	Novicior-völgy	mD	lakkolit	t.k.	2,20	0,726	36,0	8,48 $\pm$ 0,37
						biotit	4,28	1,440	65,0	8,83 $\pm$ 0,29
3	To-3	7470	Novicior-völgy	D	lakkolit	t.k.	2,37	0,906	45,8	9,79 $\pm$ 0,36
4	To-4	7468	Novicior-völgy	mD	lakkolit	t.k.	2,36	0,910	39,9	9,91 $\pm$ 0,40
						biotit	4,83	1,667	65,5	8,85 $\pm$ 0,29
5	To-5	7472	Novicior-völgy	lakkolit	lakkolit	t.k.	2,12	0,713	40,2	8,62 $\pm$ 0,35
						biotit	3,41	1,152	57,3	8,68 $\pm$ 0,30
6	To-6	7463	Vinisoru-völgy	mD	telér	t.k.	2,28	0,817	61,1	9,19 $\pm$ 0,39
7	To-7	7469	Rea-völgy	AmPxA	teleptelér	t.k.	2,07	0,822	43,1	10,20 $\pm$ 0,40
						aa	2,10	0,825	49,7	10,05 $\pm$ 0,30
8	To-8	7467	Rea-völgy	AmPxA	teleptelér	t.k.	2,05	0,710	51,2	8,89 $\pm$ 0,32
9	19316-91		Secului-völgy	GDiBi	teleptelér	biotit	6,69	2,497	54,7	9,60 $\pm$ 0,40
						földpát	1,19	0,450	30,8	9,70 $\pm$ 0,50
10	26468-91		Toroiağa csúcs	ABi	lakkolit	földpát	0,72	0,2544	22,5	9,00 $\pm$ 0,60

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

mD: mikrodiorit, D: diorit, DAmBi: amfibolbiotitdiorit, AmPxA: amfibolpiroxénandezit, GDiBi: biotitos granodiorit, ABi: biotitos andezit

A mért frakcióknál használt rövidítések jelentése:

t.k.: teljes kőzet, aa: alapanyag

A RADNAI-HAVASOKBÓL és a BORGÓI-HEGYSÉGBŐL 36 kőzetmintán végeztem radiometrikus kormeghatározást. A datált minták lelőhelyei a 3.20. térképen vannak feltüntetve, a mért koradatokat pedig a 3.14. táblázatban foglaltam össze. A K/Ar korok túlnyomó többsége földtani jelentéssel bír, azaz a radiometrikus korokból következtethetünk a különböző típusú kőzetek keletkezési korára, a magmás tevékenység kezdetének és befejeződésének az időpontjára, valamint a több fázisban lejátszódó földtani eseménysor tér-időbeli eloszlására. Módszertani szempontból ebben a zónában is rendkívül nehéz elváltozást nem szenvedett, üde kőzetmintát találni, mivel mind a kisméretű kőzettelérek, mind pedig a több km-t meghaladó méretű, sekély szubvulkáni testek is általában erősen bontottak (propilitesedés, hidrotermális utóhatások). Különösen komoly gondot jelentett a bazaltos andezitek datálása. Több esetben a rendkívül nagy gáztartalmuk miatt (a kőzetek kristályrácsába beépült aktív gázokról van szó) ezek a kőzetek mérésre alkalmatlannak bizonyultak. Ráadásul az alacsony K-tartalmuk miatt (~0,5%), gyakorlatilag nem volt lehetőségünk különböző összetételű kőzetfrakciók szeparálására (Balogh et al., 1994), amelyeken próbáltunk volna értelmezhető analitikai kort mérni. Másrészt ezeknek a kőzeteknek a porózus szöveti jellegéből adódóan, (hólyagüreges szerkezet) a kőzetté válás befejeződése után, utólag beépülő atmoszférikus eredetű argon miatt, csak nagyobb analitikai hibával (~1 millió év) mérhetők. Továbbá a vékonycsiszolati leírások szerint különösen a mikrodioritokban, dioritokban és a bazaltos andezitekben gyakoriak a xenolitok/xenokristályok (Nitoi et al., 2002), amelyet ha nem sikerül elkerülni a mérésre kiválasztott kőzetminták esetében, vagy ha a minta előkészítése során nem tudjuk eltávolítani, illetve megszüntetni ezeket a hibaforrásokat, akkor csak formális analitikai korokkal nézhetünk szembe.

A BR-14.sz. amfibolandezit esetében a teljes kőzetén ($8,9 \pm 0,4$ millió év) és a kőzetből elválasztott amfibol ásványfrakción mért ($12,7 \pm 1,5$ millió év) jelentősen eltérő analitikai korok nem magyarázhatók csak a „többlet Ar” jelenlétével, hanem ebben az esetben az amfibol idősebb kora – az intrúziós kőzetekre jellemzően – az amfibol kristályosodási korára is utalhat, amely a földtani körülmények miatt (pl. tartós eltemetettség, lassú lehűlés, hidrotermális tevékenység stb.) idősebbnek adódik a teljes kőzet koránál. Kísérleti tapasztalataink szerint, hasonló jelenség figyelhető meg a Pieniny-hegységből származó intrúziók esetében is (Birkenmajer és Pécskay 1999, 2000a) Nyilvánvalóan a fenti esetben a földtani adatoknak

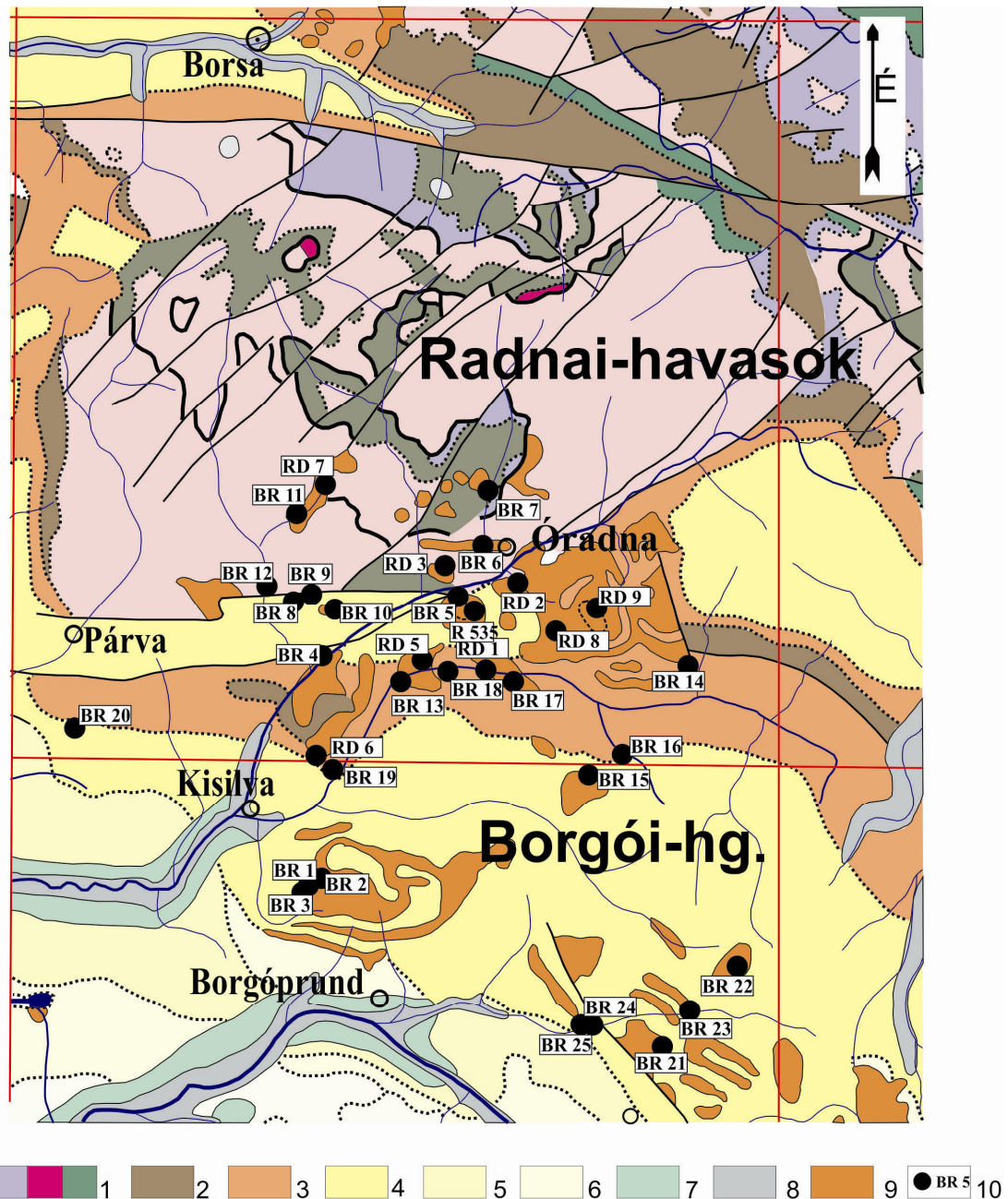
megfelelően az intrúzív magmás tevékenység valódi korára a teljes kőzeten mért koradat nyújt megbízhatóbb közelítést.

A közelmúltban végzett geokémiai és izotópos vizsgálatokból arra a következtetésre jutottak, hogy a Radnai-havasok és a Borgói-hegység rendkívül változatos kőzETFáciesei nem köthetők közös eredethez, hanem az egyes kőzetek az összetételi sajátosságainak megfelelően önálló petrogenetikai folyamatnak a termékei (Nitoi et al., 2002, Papp et al., 2005).

A földtani jelentéssel rendelkező K/Ar koradatokból (3.14. táblázat 3.20. térkép) az alábbi következtetések vonhatók le:

Az intrúzív magmás tevékenység kezdete 11,4 millió évre tehető, amely több magmás fázison keresztül, rövid vulkáni szünetekkel megszakítva, 8 millió évvel ezelőtt fejeződött be. A különböző kőzettípusú intrúziók benyomulásának időpontjában nem tapasztalható egyértelmű fejlődési trend, amely megállapítás elsősorban a korok területi eloszlására vonatkozik. Ugyanakkor megfigyelhető, hogy a savanyúbb, a magasabb K-tartalmú kőzetek valamivel fiatalabbak az intermedier kőzeteknél. Az egyetlen tipikus riolit esetében, a fenti megállapítás egyértelműen igazolható (BR-20., K/Ar kor: $8,0 \pm 0,3$ millió év), mivel ez a riolit kora alapján az intrúzív magmatizmus befejeződését képviseli.

A K/Ar korok területi eloszlását összehasonlítva a környező vulkáni zónák fejlődéstörténetével (3.10. ábra) megállapítható, hogy a Radnai-havasok magmás tevékenységének időbeli lefolyása az Avas–Gutin–Cibles vonulat magmatizmusával mutat egyidejűséget (alsó-pannóniai), míg a Borgói-hegység fiatalabb intrúzióinak kora inkább már a déli szomszédos vulkáni területhez, a Kelemen-havasok fő vulkáni fázisához és a Kelemen kaldera kialakulásának kezdetéhez köthető (Pécskay et al., 1995b, 2006, 2009, Seghedi et al., 2005).



3.20. térkép: Radnai-havasok és Borgói-hegység földtani térképe a K/Ar mintavételi helyek megjelölésével

3.14. táblázat: Radnai havasok és a Borgói-hegység miocén intrúzióinak K/Ar kora

Sor-szám	Minta-szám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g}) \times 10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
1	BR-1	5956	Tekerőpatak (Valea Strâmbă) <i>Borgói-hegység</i>	mDi	t.k.	1,07	4,317	20,6	10,4 $\pm$ 0,7
2	BR-2	5957	Tekerőpatak (Valea Strâmbă) <i>Borgói-hegység</i>	mDi Am	t.k.	0,71	2,371	31,9	8,6 $\pm$ 0,4
3	BR-3	5958	Tekerőpatak (Valea Strâmbă) erdei út <i>Borgói-hegység</i>	mDi Am	t.k.	1,12	4,167	21,5	9,5 $\pm$ 0,6
4	BR-4	5959	Oláhszentgyörgy (Sângeorz-Băi) kőbánya <i>Radnai havasok</i>	D Bi	t.k.	1,49	6,271	52,9	10,8 $\pm$ 0,4
5	BR-5	5960	Măgura Rodnei Someș-völgy kőbánya <i>Radnai havasok</i>	D AmBi	t.k.	2,45	7,630	54,1	8,0 $\pm$ 0,4
6	BR-6	5961	Vinului-völgy alsó <i>Radnai havasok</i>	A Am	t.k.	1,71	6,416	42,4	9,6 $\pm$ 0,4
7	BR-7	5962	Vinului-völgy felső <i>Radnai havasok</i>	D BiAm	t.k. bi	2,74 7,21	8,504 22,51	25,7 68,5	8,0 $\pm$ 0,4 8,0 $\pm$ 0,3
8	BR-8	5963	Pleșilor-völgy <i>Radnai havasok</i>	BA	t.k.	0,46	2,053	17,9	11,4 $\pm$ 0,9
9	BR-9	5964	Pleșilor-völgy patak mentén <i>Radnai havasok</i>	A GrAm	t.k.	0,94	3,755	52,2	10,3 $\pm$ 0,4

Sor-szám	Minta-szám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g}) \times 10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
10	BR-10	5965	Pleșilor-völgy Măgura Porcului <i>Radnai havasok</i>	A Am (Bi)	t.k.	2,23	7,838	43,2	9,0 $\pm$ 0,4
11	BR-11	5966	Vinului-völgy Kormája (Cormaia) mellékfolyó <i>Radnai havasok</i>	D BiAm	bi	7,17	22,39	45,4	8,0 $\pm$ 0,3
12	BR-12	5967	Kormája (Cormaia) völgy patak mentén Vinului- völgy <i>Radnai havasok</i>	D Bi	bi	7,04	27,23	30,2	9,9 $\pm$ 0,5
13	BR-13	5968	Szentjózsef (Poiana Ilvei) kőbánya, az alagút előtt <i>Radnai havasok</i>	D AmGr	t.k.	1,10	4,085	52,1	9,5 $\pm$ 0,4
14	BR-14	5969	Ilvatele (Lunca Ilvei) - Újradna (Șant) út mentén, régi kőbánya <i>Borgói-hegység</i>	A Am	t.k. am	1,51 0,67	5,188 3,344	50,2 11,9	8,9 $\pm$ 0,4 12,7 $\pm$ 1,5
15	BR-15	5970	Măgura Neagră Kebeleszentivány (Ivănești) <i>Borgói-hegység</i>	A Am (Bi)	aa	1,52	6,563	31,1	11,1 $\pm$ 0,5
16	BR-16	5981	Kebeleszentivány- völgy <i>Borgói-hegység</i>	BA Px	aa	1,92	6,956	14,7	9,3 $\pm$ 1,0

Sor-szám	Minta-szám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g}) \times 10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
17	BR-17	5972	Arsişa kőbánya, Măgura Arşiței <i>Borgói-hegység</i>	A AmBi	t.k.	1,49	5,729	36,2	9,8 $\pm$ 0,5
18	BR-19	5974	Zágra kőbánya <i>Borgói-hegység</i>	A Am	t.k.	1,03	3,492	45,6	8,7 $\pm$ 0,4
19	BR-20	5975	Rebra, Maroskövesd (Pietriș) <i>Borgói-hegység</i>	R	t.k.	3,08	9,674	70,1	8,0 $\pm$ 0,3
20	BR-21	5976	Kolibica (Colibița), Cășărel-hegy <i>Borgói-hegység</i>	BA PxAm	aa am	0,45 0,27	1,909 1,115	10,2 16,3	10,8 $\pm$ 1,4 10,4 $\pm$ 0,9
21	BR-22	5977	Tihuca (Tihuța), Zîmbroiu-hegy <i>Borgói-hegység</i>	A Am	t.k. am	1,70 0,63	5,979 2,163	43,0 20,8	9,0 $\pm$ 0,4 8,8 $\pm$ 0,6
22	BR-23	5978	Tihuca (Tihuța) Ny útmenti feltárás <i>Borgói-hegység</i>	BA PxAm	t.k.	0,62	2,253	22,9	9,3 $\pm$ 0,6
23	BR-24	5979	Tihuca Ny útmenti feltárás <i>Borgói-hegység</i>	A Am	t.k.	0,82	3,464	35,7	10,8 $\pm$ 0,5
24	BR-25	5980	Marosborgó (Mureșenii Bărgăului) útmenti kőbánya <i>Borgói-hegység</i>	A Am	t.k.	0,93	3,782	20,0	10,4 $\pm$ 0,9
25	RD5	2655	Măgura Sturzii kőbá- nya <i>Borgói-hegység</i>	DBiAm	t.k.	0,91	3,750	21,9	10,6 $\pm$ 0,7

Sor-szám	Minta-szám	K/Ar szám	Származási hely	Kőzet-típus	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g}) \times 10^{-7}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
26	RD3	2653	Runcu kőbánya <i>Radnai havasok</i>	DiPx	t.k.	1,03	4,198	19,3	10,4 $\pm$ 0,8
27	RD9	2659	Cornii fúrás 3/470 <i>Borgói-hegység</i>	DiAm	t.k.	1,69	6,503	19,4	9,9 $\pm$ 0,7
28	RD8	2658	Cornii fúrás 11/670 <i>Borgói-hegység</i>	DiAm	t.k.	1,56	5,953	17,3	9,8 $\pm$ 0,8
29	RD1	2651	Turnuri kőbánya <i>Borgói-hegység</i>	DiAm	t.k.	1,51	5,434	39,6	9,3 $\pm$ 0,4
30	RD6	2656	Zágra kőbánya <i>Borgói-hegység</i>	AAm	t.k.	1,01	3,565	22,7	9,1 $\pm$ 0,6
31	R535		Măgura Rodnei <i>Borgói-hegység</i>	DAmBi	t.k.	1,83	6,116	33,9	8,6 $\pm$ 0,4
32	RD7	2657	Kormája (Cormaia) völgy <i>Radnai havasok</i>	ABiAm	t.k.	2,23	7,814	27,9	9,0 $\pm$ 0,5
33	RD2	2652	Chicera-Arsita <i>Borgói-hegység</i>	DiPx	t.k.	1,32	4,494	23,8	8,8 $\pm$ 0,5

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

BA: bazaltos andezit, Di: diorit, mDi: mikrodiorit, A: andezit, D: dácit, R: riolit, ABi: biotitos andezit
Am: amfibol, Px: piroxén, Bi: biotit, Gr: gránát

A mért frakcióknál használt rövidítések jelentése:

t.k.: teljes kőzet, am: amfibol, bi: biotit, aa: alapanyag

3.11.2.2. PIENINY-HEGYSÉG FÖLDTANA

A miocén korú Pieniny-hegységet kis és közepes méretű andezites hipabisszikus eredetű közzettelérek és teleptelérek alkotják, amelyek mintegy 20 km távolságon, Czorsztyntól elindulva NyÉNy-KDK-i irányba haladva Jaworki településig követhetők („Pieniny andesite line; „PAL”). Az andezites magma a Pieniny Klippen Belt (Belső Kárpátok) és a Magura Takaró (Külső Kárpátok) közötti tektonikai vonal mentén hatolt a repedésekben a felszín felé, áttörve a Grajcarek sorozat alsó-júra és felső-júra tengeri üledékes összletét és a paleogén üledékes fedőjét és a Magura Takaró felső-kréta-eocén flist. A Pieniny-hegység magmás tevékenysége a szávai (alsó-miocén) hegységképző-dési fázist követő hosszanti oldal eltolódásos elmozdulás mentén jött létre (Birkenmajer, 1983, 1984).

A térképezési munka során a magmás tevékenységen belül két fázist lehetett elkülöníteni. Wzar kőbányában kitűnő feltárásban – az egyedüli feltárás a Pieniny-hegységben – közvetlenül tanulmányozható a „két fázisba” sorolt intrúziók közötti kontaktus.

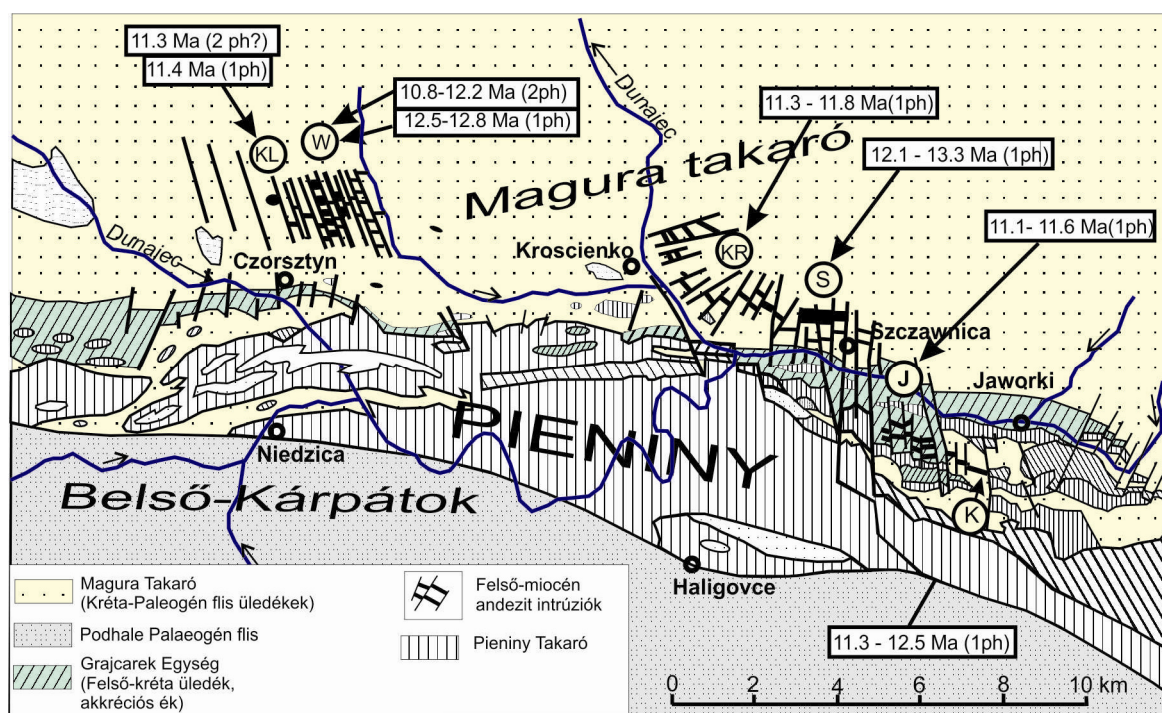
Az „1. fázist” képviselő intrúziók leggyakrabban közzettelérek formájában jelennek meg, de alárendelten teleptelérként is előfordulnak. Az intrúzív magmás testek települési irányát illetően szembetűnő, hogy a Pieniny Klippen Belt északi szegélyével párhuzamosan, NyÉNy-KDK-i irányt követve helyezkednek el. A szerkezet földtani vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a közzetteléreket és a telepteléreket is tektonikai hatás érte. Ezek egy része egyidejű a magmás tevékenységgel, de megfigyelhető a magmatizmus befejeződése után érvényesülő tektonikai igénybevétel is (Birkenmajer, 1979, 1984, Birkenmajer és Nairn, 1969).

Kőzettanilag az 1. fázisba sorolt intrúziók között bázisos, normál és savanyú andeziteket (magnetitandezitet, amfibolandezitet, amfibolpiroxénandezitet és plagioklászandezitet) lehet megkülönböztetni (Youssef, 1978, Birkenmajer 1979, 1984). Geokémiai adatok szerint ezek a kőzetek a magas kálium tartalmú bazaltos andezitek csoportjába sorolhatók (Birkenmajer és Pécskay 2000a, Trua et al., 2006).

A terepi mintagyűjtés során, makroszkóposan sokszor kemény, üde kőzeteknek tűnnek, viszont a mikroszkópos és mikroszondás vizsgálatok alapján könnyen felismerhetők a hidrotermás hatások által okozott kőzetátalakulások. Jarmuta és Krupianka térségben a hidrotermás tevékenység hatására létrejövő érc indikációk már régóta ismertek (Malkowski, 1918, Youssef, 1978, Birkenmajer et al., 2004).

A „2. fázis” intrúziói a hegységnek csak a nyugati szárnyán (Wzar térségében) 3.21. térkép) vannak feltárva. A szinte függőlegesen települő közzettelérek iránya (DDK-ÉÉNy) eltér az idősebb befogadó közet szerepét betöltő, „1. fázisba” sorolt intrúziók irányától.

Tekintettel arra, hogy ezek a kőzetek már nem szenvedtek el hidrotermális bontást, ezért általában kemény, üde kőzetek, vékonycsiszolati leírások szerint durva kristályos, porfíros amfibolaugitandezitek. Geokémiai analízisek adatai szerint, ezek a kőzetek a közepes K-tartalmú andezitek közé sorolhatók (Birkenmajer, 1962, 1963, 1979, Birkenmajer és Pécskay 2000a).



3.21. térkép: Pieniny-hegység miocén magmás tevékenységének földtani térképe

3.11.2.3. A PIENINY-HEGYSÉG GEOKRONOLÓGIÁJA

A Pieniny-hegységből az első radiometrikus kormeghatározást a Wzar-hegyről begyűjtött kőzetmintákon végezték Olaszországban.

A mintasorozatból egy mintán sikerült értelmezhető kort meghatározni (12,6 millió év), a többi koradat viszont hihetetlenül nagy szórást mutatott (3,0-16,0 millió év), ezáltal a kronológiai vizsgálat szempontjából értékelhetetlennek bizonyultak. Ezen kívül még egy koradat állt rendelkezésünkre a munkánk elkezdésekor.

A „2. fázisba” sorolt andezitből elválasztott amfibolon mért kor értéke; $13,5 \pm 1,0$ millió év, amely nyilvánvalóan idősebb a valódi földtani kornál (Bukowski et al., 1997).

A részletes geokronológiai kutatómunkát a Pieniny-hegységben 1998-ban kezdtük el a Magyar- és Lengyel Tudományos Akadémiák közötti tudományos együttműködés keretében. Az első évben 17 feltárásból gyűjtöttünk be kőzetmintákat, amit következő évben folytattunk és végül megmintáztuk a Pieniny-hegységben ismert összes miocén andezites feltárást. Sőt a véletlennek köszönhetően, egy a domb tetején épült új templom építkezése során, a földmunkák hatására felszínre kerülő, eddig ismeretlen feltárást írhattunk le. Ez a feltárást Kluszkowce falutól É-ra található „Gólarzsie Pole” domb tetején az új templom mögött É-ra, amely egy kb. 40 m hosszúságú amfibolpiroxénandezit kőzettelér.

A terepi munka befejezése után 27 kőzetmintát készítettünk elő radiometrikus kormeghatározásra. A mérési eredmények alapján világossá vált, hogy csupán a teljes kőzet mintákon végzett analízisek nem teszik lehetővé a korábbi mérések által előrevetített kronológiai problémák megoldását. Viszont tekintettel arra, hogy a befogadó kőzetek kora jóval idősebb az intrúziók benyomulásának koránál, ezért a magmatizmus korát csak radiometrikus kormeghatározás segítségével lehet meghatározni. Következésképpen olyan módszertani technikát kellett alkalmazni, amely lehetővé tette a „valós” és „formális” koradatok megkülönböztetését. Ennek a folyamatnak a lényege az alábbiakban foglalható össze: 22 feltárásból 40 kőzetminta begyűjtése → vékonycsiszolati leírások alapján 27 minta kiválasztása az analitikai munkára → 50 kálium meghatározás és Ar izotóparány mérés a megfelelően előkészített frakciókon (teljes kőzet, alapanyag, földpát, amfibol, biotit) → a koradatok értelmezése során 40 K/Ar kor kiválasztása az intrúzív magmatizmus fejlődéstörténetének rekonstruálásához.

Az analitikai adatokat a 3.15.. táblázatban, a földtani jelentéssel bíró koradatokat pedig a 3.16. táblázatban foglaltam össze. Ezen adatoknak koreloszlását a hisztogram szemlélteti (3.12. ábra).

Az említett nagyszámú mérés ellenére, a magmás tevékenység kezdete csak közelítően adható meg a fentiekben elemzett „földtani hibák” miatt. A kezdeti érték becslésénél, célszerű az „alapanyag” és a „teljes kőzet” korokra összpontosítani. Ezek figyelembevételével kb. 12,5-12,0 millió év kortartományon belül rögzíthető a magmatizmus kezdete. Ez azonban nem zárja ki annak lehetőségét, hogy lokálisan egy idősebb intrúzív magmás testnek a benyomulása előfordult (pl. Szczawnica térségben). Minden esetre a 13,0 millió év és az annál idősebb korok egyrészt az amfibolok kristályosodási korával illetve a többlet Ar jelenlétével magyarázható.

Ezzel szemben a magmás tevékenység befejeződése pontosan datálható. A Kluszkowce kőbányából (Wzar-hg., 2. fázisba tartozó intrúzió) begyűjtött kőzet-minta”teljes kőzetén” és amfibolján egységesen $10,75 \pm 0,47$ millió év K/Ar kort határoztam meg, amely a legfiatalabb intrúzióknak a korát, és egyben a Pieniny-hegység miocén magmatizmusának a végét jelzi (Birkenmajer és Pécskay, 1999, 2000a).

Geokronológiai szempontból további feladat annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy a földtani- és kőzettani adatokon túlmenően, hogyan különíthető el időben a két „mágmás fázis”. A körülbelül 2 millió éven keresztül lejátszódó magmás tevékenységen belül az egyes koradatok – az analitikai hibákat is figyelembe véve – legtöbbször átfedik egymást, vagyis csupán analitikai úton nem oldható meg ez a probléma sem. Ellenben felhasználhatók a területen részletesen megvizsgált hidrotermális rendszerrel kapcsolatos földtani- és radiometrikus koradatok, így a feltett kérdésre korrekt választ adhatunk. Nevezetesen, a Jarmuta földalatti bányájából begyűjtött, hidrotermálisan teljesen átalakult andezitből elválasztott másodlagos biotit ásványfrakción (6341. sz. minta biotit K/Ar kora; $11,3 \pm 0,45$ millió év) mért K/Ar kor határértéket szab a két fázis időbeliségére vonatkozóan (Birkenmajer et al., 2004).

Ebből a megállapításból az következik, hogy azok az intrúziók, amelyekben 11,4 millió évnél idősebb K/Ar kor adódott, azoknak egyrészt a képződési koruk nem lehet ennél a kornál fiatalabb, másrészt egyértelműen az „1. fázis” intrúziói közé sorolhatók, mivel csak ezeken a kőzeteken figyelhető meg a hidrotermális hatás. Értelmszerűen a „2. fázis” intrúzióinak a képződési kora szükségszerűen fiatalabbak 11,4 millió évnél.

3.15. táblázat: A Pieniny-hegység miocén intruzív kőzetein mért analitikai adatok

K/Ar szám	Minta-szám	Származási hely	Mért frakció	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-7}$	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
5008	99/19	Krupianka-hg.	t.k.	1,18	35,5	5,280	11,47 $\pm$ 0,57
5011	99/20	Jarmuta-hg. keleti lejtő	t.k.	1,63	54,6	7,131	11,22 $\pm$ 0,46
5010	99/21	Jarmuta-hg. Pod Bukami	t.k.	1,27	45,2	5,766	11,64 $\pm$ 0,51
5007	99/22	Cizova-hg. Szczavnica-tól keletre	t.k. a.a.	1,45 1,29	36,9 26,5	6,153 6,190	10,88 $\pm$ 0,52 12,30 $\pm$ 0,72
5002	99/23	Kroscienko Koztecki patak	t.k.	1,72	29,1	7,581	11,30 $\pm$ 0,62
5005	99/24	Kroscienko Zakijowski patak	t.k. amf.	1,38 0,76	35,9 38,5	6,220 3,500	11,56 $\pm$ 0,57 11,81 $\pm$ 0,56
5004	99/25	Wzar-hg. Kluszkowce kőbánya	t.k. amf.	1,69 0,88	45,9 47,3	7,082 3,684	10,75 $\pm$ 0,47 10,75 $\pm$ 0,46
5009	99/26	Kluszkowce falu	t.k.	1,64	34,7	7,273	11,37 $\pm$ 0,57
5003	99/27	Kluszkowce falu Új templom	t.k. amf.	1,39 0,74	32,3 13,7	6,112 3,750	11,28 $\pm$ 0,59 12,99 $\pm$ 1,32
4639	98/10P	Wzar, emlékmű alatti feltárásból	t.k.	1,37	25,2	6,858	12,83 $\pm$ 0,79
			amf.	0,72	36,4	4,170	14,84 $\pm$ 0,72
			a.a.	1,72	72,8	7,311	10,90 $\pm$ 0,42
4352	97/10P		t.k. amf. amf.	1,36 0,72 0,65	64,2 52,6 26,3	6,354 3,289 3,615	11,99 $\pm$ 0,48 12,31 $\pm$ 0,51 12,87 $\pm$ 0,77
4642	98/7P	Wzar csúcs, 768m	t.k.	1,24	64,9	6,055	12,52 $\pm$ 0,50
4688	98/6P	Wzar csúcs, 768m	t.k.	1,54	58,4	7,652	12,74 $\pm$ 0,52
4692	98/9P	Wzar régi kőbánya	t.k. amf.	1,44 0,68	61,4 32,5	6,541 3,339	11,65 $\pm$ 0,47 12,59 $\pm$ 0,65
4693	98/1P	Wzar, Lisi Lom kőbánya	t.k. a.a. amf.	1,44 0,76 0,69	61,9 47,7 12,4	6,487 3,602 5,133	11,55 $\pm$ 0,46 12,15 $\pm$ 0,52 19,00 $\pm$ 2,20
4638	98/2P		t.k. amf.	1,38 0,65	56,9 31,6	6,269 3,048	11,65 $\pm$ 0,48 12,02 $\pm$ 0,63
4697	98/3P		t.k.	1,61	63,9	7,534	12,00 $\pm$ 0,47
4689	98/4P	Wzar Lisi Lom kőbánya felett	t.k.	1,26	66,7	6,008	12,22 $\pm$ 0,48
4695	98/5P		t.k. amf.	1,67 0,68	61,6 30,0	7,368 3,636	11,31 $\pm$ 0,45 13,70 $\pm$ 0,74

dc_213_11

K/Ar szám	Minta- szám	Származási hely	Mért frakció	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (cm ³ /g) × 10 ⁻⁷	K/Ar kor ±1σ (Mév)
4640	98/8P	Wzar Kluszkowce kőbánya, fel- ső rész	t.k. amf.	1,61 0,64	17,8 45,2	7,668 3,591	12,21±1,00 14,38±0,63
4637	98/16P	Szczawnica- hg., Bryjarka	t.k. amf.	1,10 0,68	38,7 29,4	5,137 3,329	12,08±0,57 12,55±0,69
4691	98/17P	Szczawnica- hg., Bryjarka, rég kőbánya	t.k. fp.	1,20 0,43	42,2 40,0	6,180 2,846	13,20±0,59 16,95±0,79
4696	98/15P	Szczawnica Grajcarek patak	t.k. amf. fp. a.a.	1,36 0,71 0,30 2,18	25,2 12,3 17,6 44,9	7,049 4,165 2,652 1,051×10 ⁻⁶	13,28±0,82 15,02±1,73 22,60±1,80 12,36±0,54
4643	98/11P	Jarmuta-hg.	t.k.	1,38	36,2	5,880	11,09±0,55
4694	98/12P	Málna kőbá- nya	t.k.	1,37	54,4	6,091	11,40±0,47
4690	98/14P	Krupianka-hg.	t.k. amf. fp.	1,21 0,74 0,36	33,7 10,2 33,9	5,871 4,603 2,379	12,44±0,63 15,93±2,19 16,92±0,85
4641	98/13P		t.k. amf. fp. a.a.	1,29 0,72 0,39 1,68	58,5 37,3 48,2 56,9	5,671 6,069 2,526 7,234	11,27±0,47 21,55±1,04 16,58±0,78 11,04±0,45
6341	S2J21	Jarmuta-hg., földalatti bánya vágatából	biotit	6,66	60,3	2,948×10 ⁻⁶	11,35±0,45

Jelmagyarázat a mért frakciókhoz:

t.k. – teljes közet

amf. – amfibol

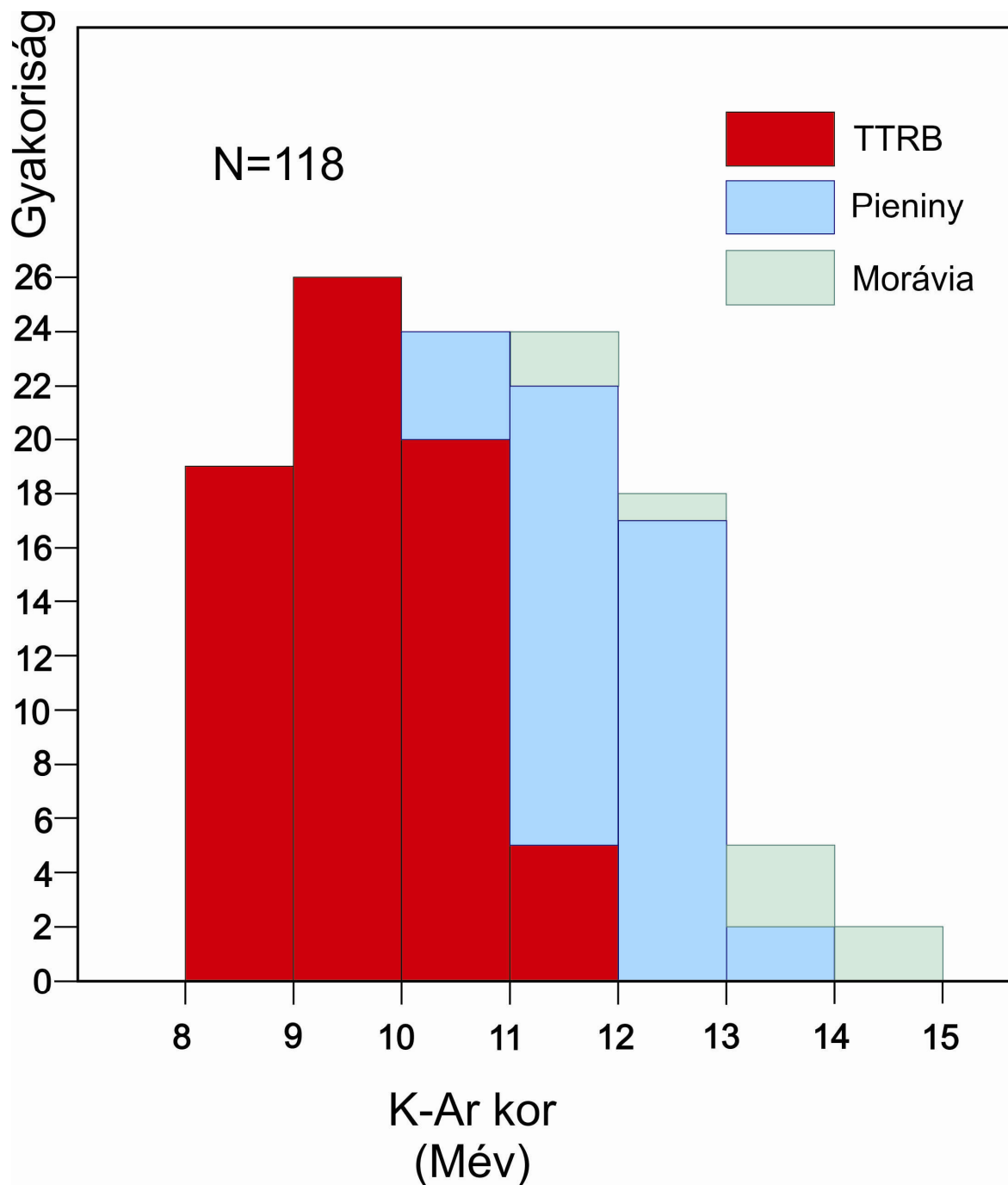
a.a. – alapanyag

fp. – földpát

3.16. táblázat: A Pieniny-hegység miocén andezitjein meghatározott földtani jelentéssel rendelkező K/Ar korok

Ny-É-Ny	1998		1999	
	1. fázis	2. fázis	1. fázis	2. fázis
Wzar-hg. Kluszkowce	12,83±0,79 (t.k.) 10,90±0,42 (a.a.)	11,55±0,46 (t.k.) 12,15±0,52 (a.a.)	11,37±0,57 (t.k.)	10,75±0,47 (t.k.) 10,75±0,46 (am.)
	11,99±0,48 (t.k.) 12,31±0,51 (am.) 12,87±0,77 (am.)	11,65±0,48 (t.k.) 12,02±0,63 (am.) 12,00±0,47 (t.k.)	11,28±0,59 (t.k.) 12,99±1,32 (am.)	
	12,52±0,50 (t.k.)	12,22±0,48 (t.k.)		
	12,74±0,52 (t.k.)	11,31±0,45 (t.k.)		
	11,65±0,47 (t.k.) 12,59±0,65 (am.)	12,21±1,00 (t.k.)		
Kroscienko			11,30±0,62 (t.k.)	
			11,56±0,57 (t.k.) 11,81±0,56 (am.)	
Szczawnica	12,08±0,57 (t.k.) 12,55±0,69 (am.)		10,88±0,52 (t.k.) 12,30±0,72 (a.a.)	
	13,20±0,59 (t.k.)			
	13,28±0,82 (t.k.) 12,36±0,54 (a.a.)			
Jarmuta-hg.	11,09±0,55 (t.k.)		11,22±0,46 (t.k.)	
	11,40±0,47 (t.k.)		11,64±0,51 (t.k.)	
Krupianka-hg.	11,27±0,47 (t.k.) 11,04±0,45 (a.a.)		11,47±0,57 (t.k.)	
	12,44±0,63 (t.k.)			
K-D-K				

dc_213_11



3.12. ábra: A Kárpátok vonulatán kívüli intrúzív magmatizmus összehasonlító kor-eloszlása

Tekintettel arra, hogy az általunk begyűjtött kőzetmintákon utólag sikerült elvégezni a geokémiai és izotópos vizsgálatokat is (Trua et al., 2006), ezért indokolt lenne a két fázisba sorolt intrúzióknak a besorolását felülvizsgálni.

Összegzésként, a Pieniny-hegység miocén magmatizmusával kapcsolatosan megállapítható, hogy a mészkálai andezitek/bazaltos andezitek benyomulása 12,5 millió évvel ezelőtt kezdődött, a szarmata emeletben, rövid megszakítás után, kb. 11,2 millió évvel folytatódott (2. fázis), és 10,8 millió éve befejeződött, az alsó-pannóniában.

A Pieniny-hegység fejlődéstörténetét összehasonlítva, a kárpáti vonulathoz tartozó többi intrúziós zónával, szemetűnő eltérés a moráviai, torójági és a Borgó-hegységi intrúziók korával szemben tapasztalható. A moráviai intrúzióknál (badeni/szarmata) fiatalabbak, míg a Torójága és Borgó-hegység legfiatalabb intrúzióinak a kora 8,0 millió évre tehető (Pécskay et al., 1995a, 2006, 2009), így azoknál idősebb magmás képződményeknek tekinthetők.

3.11.3. MORÁVIAI NEOGÉN INTRÚZÍV MAGMATIZMUS GEOKRONOLÓGIÁJA

Délkelet Moráviában, Uhersky Brod várostól keletre vannak feltárva a Magura flisbe települt magas K-tartalmú andezites és bazaltos intrúziók. Kémiai összetételüket figyelembe véve ezeket a kőzeteket trachibazaltoknak ill. trachandeziteknek tekinthetjük. Vulkanológiai szempontból különböző méretű intrúzív magmás testek, kőzettelérek, teleptelérek és lakkolitok formájában jelennek meg.

Az üledékes összlet, valamint a magmás testek települési viszonyát tanulmányozva az intrúziók keletkezési korát illetően mindenképpen oligocénnél fiatalabb korokat kell feltételeznünk (3.22. térkép) (Prichystal 1998).

A Radnai-havasokban és a Borgói-hegységben feltárt intrúziókhoz hasonlóan, ezen a területen is a magmás kőzetek döntő többsége jelentős mértékben átalakult, a hidrotermás tevékenység bontó hatása következtében (Papp et al., 2005). Eredetileg Nezdenice és Stary Hrozenkov térségéből begyűjtött kőzetmintákon próbálkoztak radiometrikus kormeghatározást végezni. Az első mintán izotóphígításos analízissel felső-badeni kort (13,5 millió év) mértek, viszont a második mintán nem sikerült értelmezhető kort meghatározni (Prichystal 1998). Ezen kívül még egy koradat állt rendelkezésünkre, amelyet a Pieniny-hegység és moráviai neogén magmás terület közötti egyedülálló feltárásból, Horné Srnice település mel-

lól begyűjtött kőzetmintán mértek ($11,8 \pm 0,4$ millió év; Kantor et al., 1984). 2000-ben Vlastimil Konečný geológus kollégával, kilenc feltárásból tizenegy reprezentatív kőzetmintát gyűjtöttünk be. A minták származási helyét az egyszerűsített földtani térképen (3.22. térkép) tüntettem fel, a K/Ar koradatokat a 3.17. táblázatban foglaltam össze. A fentiekben leírt problémák miatt a részletes analitikai munka elvégzése ellenére – a földtani és kőzettani adatokat is figyelembe véve – nyolc minta esetében sikerült értelmezhető analitikai kort meghatározni, bár a koradatok pontossága és megbízhatósága jelentősen eltér egymástól. A KPM-1, 4/1 és 6. mintákon mért egyező korokat valódi földtani koroknak tekinthetjük, míg a KPM-5 és 8. mintákon nagyobb analitikai hibákkal meghatározott korok bizonytalanabbak, de ennek ellenére az idősebb kor földtanilag elfogadható. Különösen érvényes ez a megállapítás a KPM-5. mintára, amely egyértelműen különbözik mind ásvány- kőzettani és geokémiai összetétel szempontjából a többi kőzettől. Valószínű, hogy a KPM-5. az egyedüli mészkalkáli bazaltos kőzet ebben a magmás zónában.

Összességében a moráviai neogén intrúziók korával kapcsolatosan megállapítható, hogy a külső vulkáni ívhez tartozó intrúziók közül ezek a legidősebb magmás képződmények (3.17. táblázat), amelyek szintén több fázisban lejátszódó magmás tevékenységhez kapcsolhatók. Kor szerint a badeniben feltételezhető két fázis (1., 14,8 millió év és a 2., 13,4 millió év körül) és nem zárható ki egy fiatalabb, a szarmata emeletben lejátszódó magmás fázis (11-12 millió év közötti) (Pécskay et al. 1995a, 2002, 2006, 2010a, b). Ez a megállapítás különösen érvényes a Bystricától K-re lévő kőbányában feltárt intrúzív magmás testek esetében, ahol a két magmás fázis termékei egyértelműen elkülöníthetők egymástól (3.13. ábra).

3.17. táblázat: Moráviai neogén intrúzív magmás testek K/Ar kora

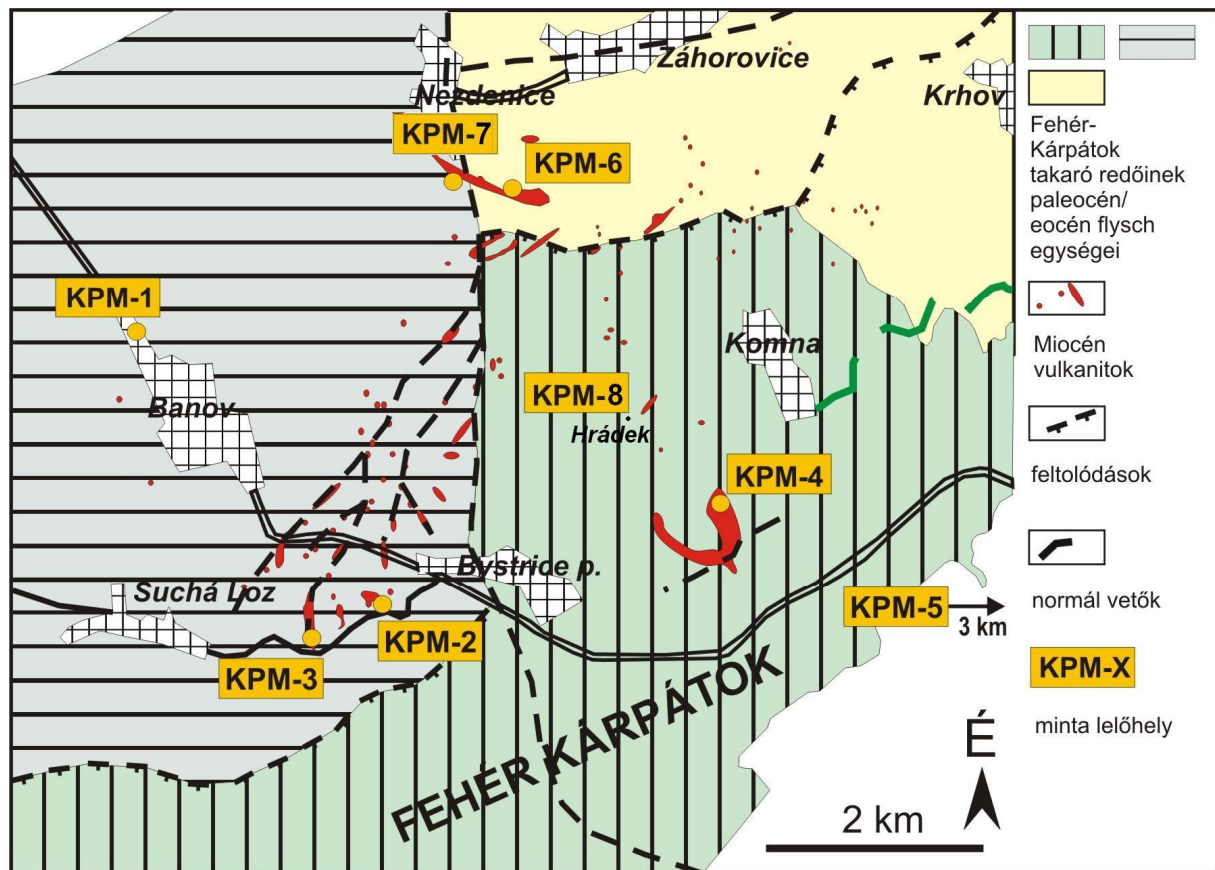
K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ($\text{cm}^3/\text{g} \times 10^{-6}$)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
5312.	KPM-1.	Bánov, temető melletti feltárásból	bapx α	2,25	44,2	1,187	13,49 $\pm$ 0,59
5310.	KPM-4/I.	Bystricától K-re, kőbánya	bapx α	2,51	50,9	1,310	13,39 $\pm$ 0,56
5318.	KPM-4/II/A	Bystricától K-re, kőbánya	bapx α	2,60	54,7	1,180	11,62 $\pm$ 0,48
5318.	KPM-4/II/B	Bystricától K-re, kőbánya	bapx α	2,85	29,5	1,406	12,66 $\pm$ 0,69
5313.	KPM-5.	Stary Hrozenkov kőbánya	$\beta\alpha$	0,89	17,0	0,498	14,39 $\pm$ 1,22
5314.	KPM-6.	Nezdenice, kőbánya	bapx α	2,31	55,0	1,204	13,36 $\pm$ 0,55
5317.	KPM-7.	Nezdenice, kőbánya	bapx α	2,34	12,7	1,010	11,04 $\pm$ 1,21
5316.	KPM-8	Hrádek	bapx α	2,29	18,1	1,319	14,76 $\pm$ 1,18

Megjegyzés: a mérésre használt frakciók mindegyike teljes kőzet volt

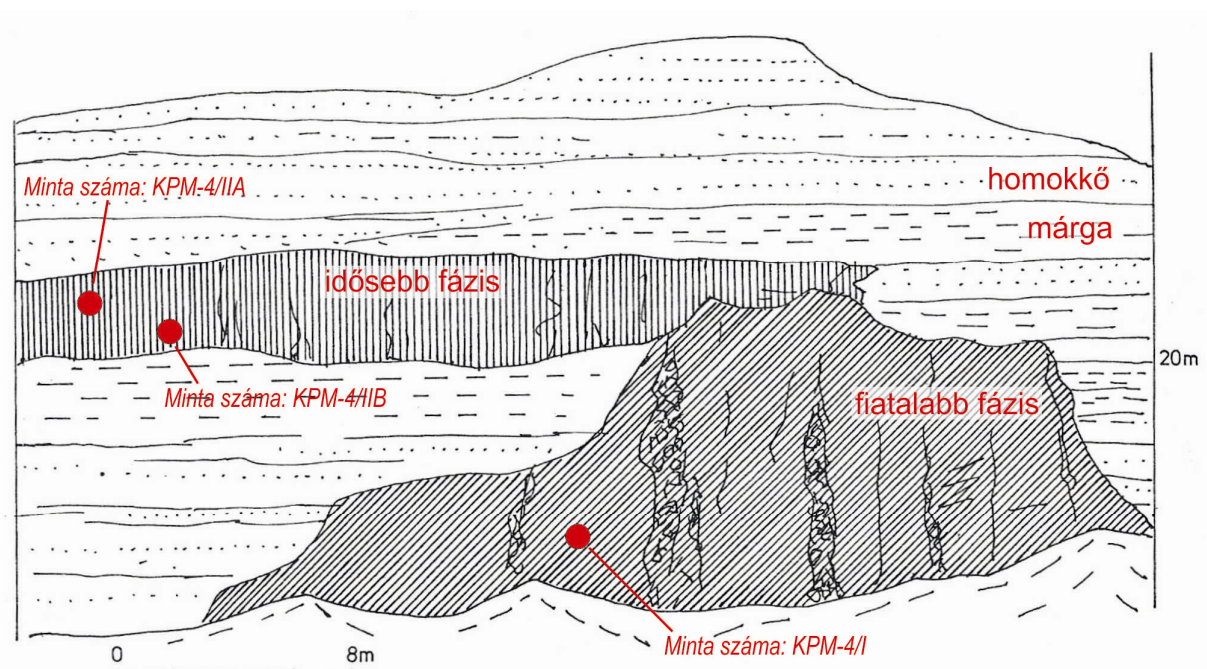
A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése:

bapx α : biotit-amfibol-piroxénandezit

$\beta\alpha$: bazaltos andezit



3.22. térkép: Miocén intrúzív magmás testek elterjedése, ÉK-Morávia



Származási hely: K-re Bystřice pod Lopeníkem várostól, kőbánya, Bučník hegy alatti feltárás
 "idősebb fázis": lakkolit, közettípus: amfibolandezit
 "fiatalabb fázis": közzettelér, közettípus: amfibolandezit

3.13. ábra: Bučník, kőbánya földtani szelvénye a mintavételi helyek megjelölésével

3.12. AZ ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG NEOGÉN MÉSZALKÁLI MAGMATIZMUSA

3.12.1. AZ ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG (APUSENI MTS.) NEOGÉN MÉSZALKÁLI
MAGMATIZMUSÁNAK FÖLDTANI HÁTTERE

Az Erdélyi-Szigethegység a Kárpátokon belül Tisza–Dácia tektonikai mikrolemmezhez tartozik (Csontos, 1995). A paleomágneses adatok alapján (Surmont et al., 1990, Pătraşcu et al., 1994) ezek a mikrolemmek eltérő mezozoos tektonikával jellemezhetők. A Kárpát–Pannon régió tektonikai szerkezete arra enged következtetni, hogy a kora- és középmiocénben a Tisza–Dácia lemeztömb az ALCAPA mikrolemmezhez hasonlóan keleti irányba mozgott (Huisman et al., 2001), majd a szubdukció megszűnésével kollízió történt. A paleomágneses adatok azt is igazolták, hogy a neogén időszakban a lemezek translációs mozgása mellett forgó mozgás is lejátszódott. Az adatokból szintén kitűnik, hogy a két mikrolemmez eltérő irányú forgás jellemezte. (Csontos et al., 2002). Az eocénben és alsó-miocénben a Tisza–Dácia mikrolemmez 20°-os óramutató járásával megegyező irányú forgást végzett. (Pătraşcu et al., 1994, Panaiotu, 1998) míg az ALCAPA mikrolemmez ezzel egyidejűleg ellentétes irányú forgást szenvedett (Márton és Márton, 1996). A fentiekben vázolt geotektonikai környezet folyamatos hegységképződési folyamatokat eredményezett (Csontos et al., 1992). A középső miocéntől kezdődően (14-12 millió év között) viszonylag gyors és az óramutató járásával egyező, 60°-os értékkel jellemezhető rotáció mérhető az Erdélyi-Szigethegységben (Panaiotu, 1998, 1999). A Kárpát–Pannon térség geodinamikája szempontjából fontos megfigyelésnek számít, hogy ugyanezen időintervallumban (14-12 millió év) az ugyancsak Tisza–Dácia blokkhoz tartozó Mecsek–Villányi területen már nem mérhető rotáció (Márton et al., 2000). Egyértelműen megállapítható, hogy az Erdélyi-Szigethegységben a neogén magmatizmus szoros kapcsolatba hozható a 14-12 millió év közötti keleti irányú rotációval és ennek következtében létrejövő jellegzetes ÉNy–DK-i irányú tenziós szerkezeti egységekkel, a miocén korú extenzió által létrehozott üledékes medencékkel (Sândulescu, 1988, Roşu et al., 1997, Ciulavu, 1999, Balintoni és Vlad, 1998).

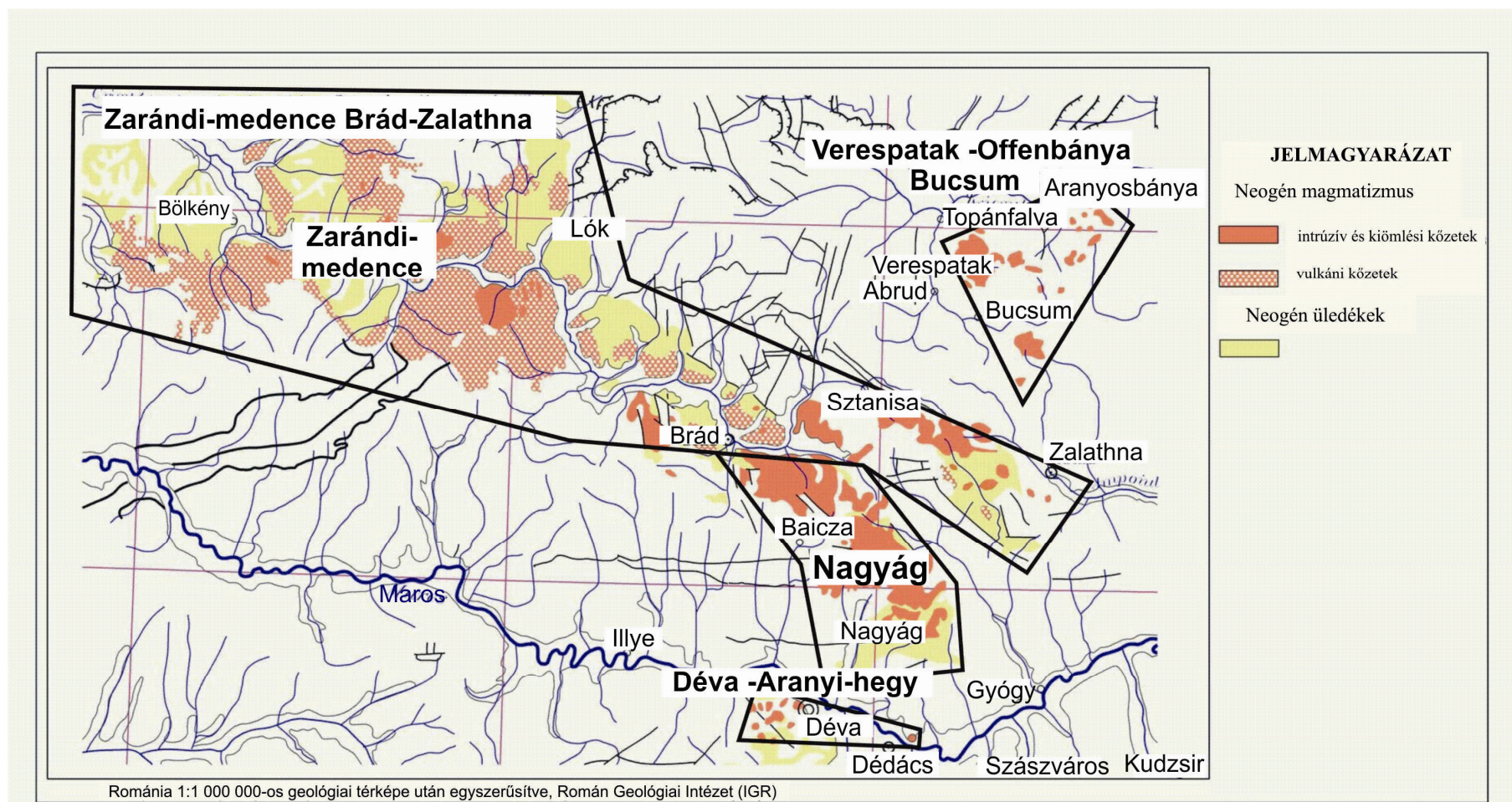
Az Erdélyi-Szigethegység az alpi-ciklust megelőző tektonikai folyamatok következtében két egymástól markánsan elkülöníthető, eltérő földtani sajátosságokkal jellemezhető északi és déli részre osztható fel.

Dolgozatomban a kutatási témám tárgyából adódóan, csak a neogén mészkáli magmatizmus geokronológiájával foglalkozom, ezért az északi terület földtanának ismertetésétől eltekintek.

A hegység déli részén (amely az Erdélyi-Érc-hegység néven ismeretes a szakirodalomban) középső-júra ofiolitok, felső-júra mészkáli magmás kőzetek, felső-júra–felső-kréta üledékek, felső-kréta-paleogén intrúzív kőzetek és neogén üledékes- és magmás kőzetek ismeretesek. A Kárpátok legjelentősebb ofiolitos sorozata mellett, a felszínen előbukkan a kristályos aljzat is (Rápolti egység), amely szerkezetileg már inkább a Ruszka havasokhoz tartozó földtani képződménynek tekinthető (Saccani et al., 2001, Bortolotti et al., 2002). A terepi adatok szerint a mészkáli magmás effúzív és intrúzív kőzetek a felső-júrában áttörik az ofiolitos sorozat idősebb részeit, ezáltal szubdukciós folyamatokra engedve következtetni (Nicolae, 1995). Főleg a Maros mentén további szubdukciós hatást valószínűsítene a területen előforduló larámi korú (kréta végi-alsó-paleogén) mészkáli kőzet előfordulások. A radiometrikus kormeghatározási módszerek alkalmazása előtt, ezeket a kőzeteket az ún. „banatitos magmatizmus” összletén belül a neogén magmás tevékenység termékeiként írták le. Napjainkban már a különböző kormeghatározási módszerek segítségével, nagy pontossággal elkülöníthetők egymástól a különböző korú magmás fázisok kőzetei Roşu és munkatársai (2004) ezeknek a neogén magmás kőzeteknek a mészkáli jellegét egy korábbi felső-júra- és felső-kréta-paleogénban lejátszódott szubdukciós folyamat geokémiai örökségével magyarázták.

A neogén magmatizmusra jellemző magmás (intrúziós és vulkáni) kőzettestek elterjedése NyÉNy–KDK irányítottságot mutatnak. A magmás kőzetek legnagyobb gyakorisággal Ménes és Zalatna között, mintegy 100 km távolságon fordulnak elő. Ugyanakkor számos magmás test található a hegység déli részének keleti oldalán Offenbánya és Déva helység között egy ÉÉK–DDNy csapás mentén.. A két „magmás vonulat” a NyÉNy–KDK-i vonulat DK-i részén keresztezi egymást (3.23. térkép).

A fenti területek földtani kutatása mindig kiemelt jelentőséggel bírt a világszerte jól ismert arany- és színesfém ércesedésre valamint ásványritkaságokra való tekintettel.



3.23. térkép: Az Erdélyi-Szigethegység földtani térképe és területi felosztása (Roşu et al., 1997 átdolgozva)

3.12.2. ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG NEOGÉN VULKÁNI KÖZETEINEK ÁSVÁNY ÉS KÖZETTANI SAJÁTOSSÁGAI

Az Erdélyi-Szigethegység neogén magmás közetei ásványos és kémiai összetételük alapján főleg mészkalkáli andezitek, amelyek különböző vulkáni (lávafolyások, piroklasztikumok), intrúzív (közettelések és más szubvulkáni testek) és üledékes (áthalmazott vulkáni termékek rétegei) formákat képezve jutottak a felszínre. E formák nagyobb, főleg rétegvulkáni szerkezetbe szerveződtek. Ezeknek a kőzeteknek gyakori jellegzetessége a hidrotermális tevékenység által okozott intenzív átalakulás, elváltozás, a hidrotermás mállás változatos kifejlődésével.

Bár az andezitek térfogatilag meghatározó szerepet játszanak a hegységen belül, alárendelten előfordulnak még bazaltos andezitek és dácitok is (Roşu et al., 1997). A lávakőzetek porfíros szövetűek és a bennük lévő domináns fenokristály a plagioklász. Színes elegyrészként a bazaltos andezitekben és az andezitekben piroxén, esetenként amfibol, biotit, dácitokban főleg amfibol és biotit fordul elő. Járulékos összetevőként magnetit, cirkon és apatit a leggyakoribb ásványok.

A bazaltos andeziteknek legismertebb feltárásai a két Detunata látványos masszívumában található, további kibúvási Zaránd térségében is ismeretesek.

Ásványos összetételük alapján az andeziteket rendkívüli változatosság jellemzi. A hegység nyugati részén (Zaránd) uralkodó kőzettípus a „két piroxénes” andezit, az ÉK-i részen (Verespatak, Aranyosbánya) porfíros szövetű amfibol±piroxén andezit a típusos neogén mészkalkáli kőzet, míg Nagyág környékén gyakori az amfibol-biotit ± piroxén andezit előfordulása. A ritkább gránát tartalmú andezitek, amelyek gyakran hidrotermális átalakulást mutatnak, Zalatna, Bucsum és Brád térségében találhatók meg feltárásban.

A porfíros szövetű, üveges alapanyagú dácitok, amelyek fenokristályként plagioklász, kvarcot, amfibolt és biotitot tartalmaznak, szintén hidrotermálisan átalakultak és leginkább Verespatak környékén fordulnak elő.

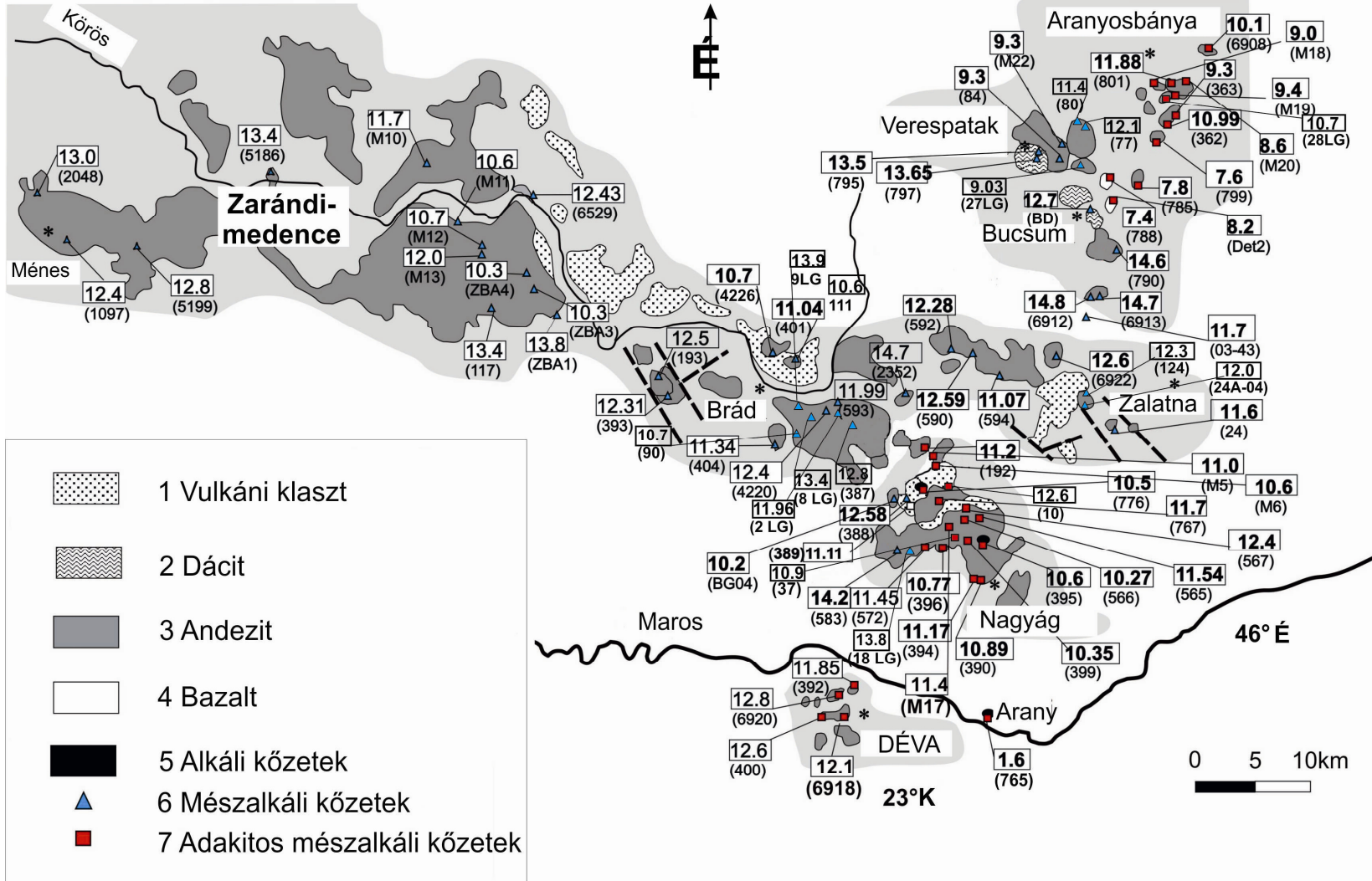
A fentiekben leírt normál mészkalkáli kőzetek mellett, kisméretű vulkáni testekként előbukkannak a hegység DK-i szegélyén (Zambrita és Aranyi-hegy) alkáli trachandezitek is (Roşu et al., 2001, 2004).

A vizsgált területek mészkálii kőzeteire jellemző nyomelem eloszlás és a radiogén izotópok arányának ismeretében Seghedi és munkatársai (2007) megalkották az Erdélyi- Sziget-hegység normál- és adakitos mészkálii kőzeteinek keletkezésével kapcsolatos petrogenetikai modellt.

3.12.3. AZ ERDÉLYI-SZIGETHEGYSÉG GEOKRONOLÓGIÁJA

Az Erdélyi-Szigethegység miocén mészkálii vulkáni tevékenységének kezdetét jelentő riodácittufák kitörésének a kora csak a biosztratigráfiai adatok alapján ismert (bade-ni/langhian, Rosu et al., 1997), mivel mind ez idáig nem találtunk olyan feltárást, amelyből K/Ar kormeghatározásra alkalmas kőzetmintát tudtunk volna begyűjteni. Ugyanez a megállapítás vonatkozik az andezites/dácitos vulkáni sorozat fekvését képező vulkáni törmelékes összlet kőzeteire is.

A tufaszórást követő intermedier vulkáni működést reprezentáló feltárásokból begyűjtött 86 kőzetmintán végeztem radiometrikus kormeghatározást. A datált minták származási helyeit és K/Ar korát a 3.24. térképen tüntettem fel, az analitikai adatokat pedig a 3.18. táblázatban foglaltam össze.



3.24. térkép: Az Erdélyi-Szigethegységből begyűjtött kőzetminták származási helyei és K/Ar koradatai, (Roşu et al., 2004 átdolgozva)

3.18. táblázat: Az Erdélyi-szigethegység miocén vulkáni kőzeteinek K/Ar kora

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
Verespatak-Bucsum-Offenbánya									
1	3529	6912	Bucsum falu Bucium D	mδ am px	szubvulkáni	1,14	29,2	$6,618 \times 10^{-7}$	$14,87 \pm 0,82$
2	3530	6913	Bucsum falu Bucium D	mδ am px	szubvulkáni	0,94	33,3	$5,401 \times 10^{-7}$	$14,7 \pm 0,8$
3	2689	790	Csitera-hegy, Abrudbánya Citera	α am px	neck	1,21	12,8	$6,916 \times 10^{-7}$	$14,6 \pm 1,6$
4	3771	797	Karnik-hegy, Verespatak Carnic	d	vulkáni dugó	8,87	40,3	$4,726 \times 10^{-6}$	$13,65 \pm 0,63$
5	3351	795	Tăul Brazi tó, Verespatak, Taul din Brazi	d	szubvulkáni	1,25	17,5	$6,583 \times 10^{-7}$	$13,5 \pm 1,1$
6	4383	BD	Dl. Contu	d	szubvulkáni	1,75	17,6	$8,668 \times 10^{-7}$	$12,7 \pm 1,0$
7	7721	77	Rosia Poieni	mδ am px	szubvulkáni	1,55	42,1	$7,351 \times 10^{-7}$	$12,12 \pm 0,47$
8	5098	801	Valea Lacului	α am bi	szubvulkáni	1,83	29,5	$8,481 \times 10^{-7}$	$11,88 \pm 0,59$
9	6774	03-43	Malom-domb, Dambu Morii	α am px± gn	szubvulkáni	1,97	42,7	$8,990 \times 10^{-7}$	$11,70 \pm 0,45$
10	7722	24	Breaza	α am px± gn	extrúzáv dóm	0,70	50,2	$3,180 \times 10^{-7}$	$11,64 \pm 0,42$
11	7720	80	Rosia Poieni	α am px	szubvulkáni	1,40	18,4	$6,239 \times 10^{-7}$	$11,40 \pm 0,87$
12	4291	362	Poenița	α qam bi	szubvulkáni	1,25	61,0	$5,360 \times 10^{-7}$	$10,99 \pm 0,44$
13	5470	28LG99	Pietrei csúcs	α am px	szubvulkáni	1,28	26,0	$5,327 \times 10^{-7}$	$10,69 \pm 0,64$
14	3528	6908	Dl. Bulzu	α am px	neck	1,51	50,2	$5,942 \times 10^{-7}$	$10,1 \pm 0,40$
15	7717	M19	Ambru-völgy	α am biq	neck	1,70	75,7	$6,236 \times 10^{-7}$	$9,43 \pm 0,29$
16	4292	363	Poenița	α qam bi	szubvulkáni	1,17	51,4	$4,245 \times 10^{-7}$	$9,31 \pm 0,39$
17	3355	84	Kerek-domb, Verespatak Rotunda	α am px	lávaár	1,41	33,7	$5,095 \times 10^{-7}$	$9,3 \pm 0,5$
18	7739	M22	Rotunda	α am px	lávaár	1,38	54,8	$4,990 \times 10^{-7}$	$9,27 \pm 0,32$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
19	5474	27LG99	Varsi csúcs	α am px	neck	1,44	65,7	$5,061 \times 10^{-7}$	$9,03 \pm 0,35$
20	7738	M18	Bailor ér	α am biq	neck	1,83	29,0	$6,440 \times 10^{-7}$	$9,01 \pm 0,45$
21	7718	M20	Coltii Lazarului	α am biq	szubvulkáni	1,85	71,4	$6,209 \times 10^{-7}$	$8,63 \pm 0,27$
22	7713	Det2	Kopasz-Detunáta Detunata Goala	$\alpha\beta$	neck	1,15	58,0	$3,707 \times 10^{-7}$	$8,26 \pm 0,28$
23	3502	785	Geamăna Ny	α am px	szubvulkáni	1,27	55,8	$3,883 \times 10^{-7}$	$7,8 \pm 0,30$
24	3503	799	Șurligata	α am $\pm$ px	szubvulkáni	1,20	12,3	$3,533 \times 10^{-7}$	$7,6 \pm 0,90$
25	3349	788	Detunáták, Detunata	$\alpha\beta$	neck	1,30	37,3	$3,602 \times 10^{-7}$	$7,4 \pm 0,30$
Zaránd-Brád-Zalatna									
26	3352	2352	Kuréty, Curechi	α am px	szubvulkáni	1,18	12,2	$6,757 \times 10^{-7}$	$14,7 \pm 1,7$
27	5473	9LG-99	Kristyor Criscior	α am px	szubvulkáni	1,31	67,8	$7,124 \times 10^{-7}$	$13,90 \pm 0,54$
28	7710	ZBA1	Bontau D	α px	lávaár	0,84	45,0	$4,532 \times 10^{-7}$	$13,84 \pm 0,44$
29	2686	117	Talács Tălagiu	α am px	neck	1,27	48,6	$6,623 \times 10^{-7}$	$13,4 \pm 0,6$
30	2688	5186	Décse Dieci	α am px	neck	1,01	16,2	$5,293 \times 10^{-7}$	$13,4 \pm 1,2$
31	5469	8LG-99	Arsului-völgy Arsului V.	α am px	szubvulkáni	1,28	51,7	$6,665 \times 10^{-7}$	$13,36 \pm 0,56$
32	2685	2048	Kávna Camna	α px	lávaár	1,22	33,7	$6,195 \times 10^{-7}$	$13,0 \pm 0,7$
33	4293	387	Cireșata bányatelep Cireșata	α qam bi $\pm$ px	neck	1,05	14,6	$5,236 \times 10^{-7}$	$12,81 \pm 1,27$
34	2687	5199	Keszend Chișindia	α px	neck	1,18	43,3	$5,897 \times 10^{-7}$	$12,8 \pm 0,6$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
35	3527	6922	Kénesd Trâmpoie	mδ am px	szubvulkáni	1,75	64,7	$8,621 \times 10^{-7}$	$12,6 \pm 0,5$
36	4632	590	Csunzshavas-Sztanizsa Ciungi-Stanija	α am px	neck	1,56	27,4	$7,664 \times 10^{-7}$	$12,59 \pm 0,73$
37	3356	193	Karács, Körösbánya Caraciu	α am px	neck	0,97	34,7	$4,714 \times 10^{-7}$	$12,5 \pm 0,6$
38	4798	6529	Halmágycsúcs Vârfuri	α px	lávaár	0,94	24,0	$4,559 \times 10^{-7}$	$12,43 \pm 0,79$
39	2684	1097	Felsőménes Minisul de sus	α px	lávaár	1,30	28,3	$6,144 \times 10^{-7}$	$12,4 \pm 0,70$
40	2683	4220	Gurabárza bányatelep Barza	α am px	neck	1,44	14,4	$6,977 \times 10^{-7}$	$12,40 \pm 1,20$
41	4297	393	Cebe Caracel - Tebea	α px	lávaár	1,11	47,0	$5,319 \times 10^{-7}$	$12,31 \pm 0,53$
42	6776	124	Breaza-domb	α am px gn	extrúzív dóm	1,24	27,8	$5,952 \times 10^{-7}$	$12,30 \pm 0,65$
43	4626	592	Csunzshavas-Sztanizsa Ciungi- Stanija	α am px	neck	1,31	37,9	$6,275 \times 10^{-7}$	$12,28 \pm 0,58$
44	7734	M13	Talagiu	α am px	extrúzív dóm	0,83	45,0	$3,992 \times 10^{-7}$	$12,02 \pm 0,45$
45	4634	24A-04	Breaza-domb	α am px gn	extrúzív dóm	1,22	34,7	$5,711 \times 10^{-7}$	$12,00 \pm 0,53$
46	4634	593	Kristyor külszíni fejtő Criscior open pit	α am px	neck	1,27	51,8	$5,491 \times 10^{-7}$	$11,99 \pm 0,50$
47	5472	2LG-99	Valea Morii bánya, Valea Morii	α am px	szubvulkáni	1,64	25,4	$7,672 \times 10^{-7}$	$11,96 \pm 0,72$
48	7732	M10	Gura Vaii	α px	törmelékes összlet	0,71	43,7	$3,271 \times 10^{-7}$	$11,74 \pm 0,45$
49	4304	404	Plesa-Brad	α qam bi	neck	1,65	26,7	$7,298 \times 10^{-7}$	$11,34 \pm 0,66$
50	4629	594	Nagyalmás, Almasu Mare	α am px	neck	1,61	27,6	$6,948 \times 10^{-7}$	$11,07 \pm 0,63$
51	7709	M12	Talagiu	α am px	neck	0,78	58,9	$3,267 \times 10^{-7}$	$10,71 \pm 0,36$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
52	4303	401	Brad	α am bi $\pm$ px	breccia pipe	1,35	62,7	$5,813 \times 10^{-7}$	$11,04 \pm 0,44$
53	7711	ZBA3	Pravaleni hegyhát	α am px	törmelékes összlet	0,98	72,6	$10,83 \times 10^{-7}$	$10,83 \pm 0,34$
54	2682	4226	Bratisa	α am bi $\pm$ px	törmelékes összlet	1,22	54,4	$5,096 \times 10^{-7}$	$10,70 \pm 0,40$
55	7733	M11	Aciuta	α px am	extrúzív dóm	1,04	49,1	$4,332 \times 10^{-7}$	$10,65 \pm 0,39$
56	7712	ZBA4	Pravaleni hegyhát	α am px	törmelékes összlet	0,97	69,6	$3,871 \times 10^{-7}$	$10,25 \pm 0,33$
Nagyág									
57	4636	583	Fajerág-völgye, Felsőcsertés Valea Faerag	α am px	neck	0,96	23,1	$5,333 \times 10^{-7}$	$14,23 \pm 0,93$
58	5471	18LG99	Nagy-patak, Felsőkáján Paraul Mare Cainel	bi	szubvulkáni	6,10	76,4	$3,295 \times 10^{-6}$	$13,84 \pm 0,53$
59	7719	10	Rea V. Hartagani	α px am	neck	1,42	36,5	$6,996 \times 10^{-7}$	$12,62 \pm 0,54$
60	4294	388	Drájka-völgye, Szelistye Valea Draica	α am bi $\pm$ px	törmelékes összlet	2,02	63,4	$9,913 \times 10^{-7}$	$12,58 \pm 0,50$
61	4377	567	Dealul Paua É	α qam bi $\pm$ px	neck	1,23	17,2	$5,969 \times 10^{-7}$	$12,40 \pm 1,04$
62	3501	767	Csetrás-hegy Cetraş	α qam bi $\pm$ px	extrúzív dóm	1,05	51,5	$4,793 \times 10^{-7}$	$11,7 \pm 0,5$
63	4375	565	Voia	α am	neck	1,49	47,6	$6,707 \times 10^{-7}$	$11,54 \pm 0,50$
64	4378	572	Dealul Padina	α qam bi $\pm$ px	neck	1,91	30,1	$8,532 \times 10^{-7}$	$11,45 \pm 0,62$
65	7714	M17	Csetrás-hegy Cetras	α qam bi $\pm$ px	extrúzív dóm	1,14	58,7	$5,069 \times 10^{-7}$	$11,36 \pm 0,38$
66	3357	192	Duba-domb, Bojca Dl. Duba	α qam bi $\pm$ px	extrúzív dóm	1,19	18,9	$5,210 \times 10^{-7}$	$11,2 \pm 0,9$
67	4298	394	Goruniste Sac.	α qam bi $\pm$ px	neck	1,40	47,6	$6,109 \times 10^{-7}$	$11,17 \pm 0,48$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzettípus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	K-Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
68	4295	389	Drájka-völgye, Szelistye Valea Draica	α qam bi $\pm$ px	törmelékes összlet	1,09	23,6	$4,753 \times 10^{-7}$	$11,11 \pm 0,72$
69	7742	M5	Cordurea	bi	neck	6,51	67,2	$2,789 \times 10^{-7}$	$10,99 \pm 0,36$
70	7723	37	Draica V.	α qam bi $\pm$ px	neck	0,87	22,0	$3,180 \times 10^{-7}$	$10,89 \pm 0,69$
71	4484	390	Zuckerhut, Nagyág	α qam bi $\pm$ px	neck	1,49	31,0	$6,327 \times 10^{-7}$	$10,89 \pm 0,58$
72	4300	396	Hondol-Bojága, Felsőcsertés	α am	neck	1,31	26,1	$5,449 \times 10^{-7}$	$10,77 \pm 0,64$
73	6773	90	Fetii-domb	α am gn	neck	1,75	42,2	$7,315 \times 10^{-7}$	$10,72 \pm 0,42$
74	7724	111	Arsului V.	mδ pxam	szubvulkáni	1,17	40,6	$4,885 \times 10^{-7}$	$10,66 \pm 0,42$
75	4299	395	Tivadar-patak, Pârâul lui Toader	mδam px $\pm$ bi	szubvulkáni	1,72	42,1	$7,113 \times 10^{-7}$	$10,6 \pm 0,5$
76	7716	M6	Duba	α qam bi $\pm$ px	szubvulkáni	1,36	64,2	$5,610 \times 10^{-7}$	$10,57 \pm 0,34$
77	3350	776	Zâmbrița	tα	neck	2,46	61,7	$1,011 \times 10^{-7}$	$10,5 \pm 0,4$
78	4301	399	Măcriș-domb, Macris-Hondol	α qam bi $\pm$ px	neck	2,04	51,7	$8,231 \times 10^{-7}$	$10,35 \pm 0,43$
79	4376	566	Dealul Paua D	α qam bi $\pm$ px	neck	1,72	24,6	$6,887 \times 10^{-7}$	$10,27 \pm 0,64$
80	6775	BG-04	Gurabárza bányatelep, Barza	α am px $\pm$ gn	neck	1,61	40,0	$6,379 \times 10^{-7}$	$10,16 \pm 0,41$
Déva-Arany									
81	3526	6920	Serhediu-domb, Déva Serhediu	α am	neck	1,14	56,9	$5,671 \times 10^{-7}$	$12,8 \pm 0,5$
82	4302	400	Diós-domb, Déva Nocet	α am bi	szubvulkáni	1,40	71,0	$6,482 \times 10^{-7}$	$12,6 \pm 0,5$
83	3525	6918	Dévai kőbánya	mδ am bi	szubvulkáni	1,70	61,8	$7,921 \times 10^{-7}$	$12,1 \pm 0,5$
84	4296	392	Várhegy, Cetate	α am bi	neck	2,09	58,6	$9,645 \times 10^{-7}$	$11,85 \pm 0,48$
85	2637	765	Aranyi-hegy, Uroi	tα	neck	3,38	22,2	$2,099 \times 10^{-7}$	$1,6 \pm 0,1$

A kőzettípusoknál használt rövidítések jelentése

α : andezit, $\alpha\beta$: bazaltos andezit, tα: trachiandezit, mδ: mikrodiorit, d: dácit, am: amfiból, bi: biotit, px: piroxén, q: kvarc, gn: gránátos

A miocén vulkáni terület földtani sajátosságait szem előtt tartva a K/Ar koradatokat az alábbi területi felosztást követve ismertetem:

Verespatak–Aranyosbánya–Bucsum,
Zaránd–Brad–Zalatna,
Nagyág és
Déva

A fentiekben felsorolt négy területegységen kívül, külön tárgyalást igényel két speciális előfordulás (Aranyi-hegy/Uroiú és Mézes-hegy/Moigrad) ismertetése (lásd Déva térsége; 3.18. táblázat és 3.24. térkép).

VERESPATAK–ARANYOSBÁNYA–BUCSUM

A terület legidősebb magmás kőzete (14,8 millió év) Bucsum falu határában tanulmányozható. A szubvulkáni test két különböző pontjából begyűjtött kőzetmintán mért azonos korok földtani jelentéssel bírnak, mivel ez a kor rögzíti az egész hegységre vonatkozóan az intermedier magmás tevékenység kezdetét. Hasonló K/Ar kor csak a szomszédos területek egy-egy feltárásából begyűjtött mintán adódott (Kurúty; 14,7 millió év és Felsőtercsés; 14,2 millió év, Rosu et al., 2001, amiből arra következtethetünk, hogy a medencék kialakulásának kezdetén (extenziós folyamat) még csak szórványosan, és kisebb térfogatú magma kerülhetett felszín közelbe, követvén a fő tektonikai vonalak irányát. A következő magmás fázist a Verespatak és Bucsum térségében megjelenő dácitos szubvulkáni testek képviselik (4., 5. és 6. sz. minták, amelyeknek koruk; 13,6 millió év, 13,5 millió év és 12,7 millió év). Verespataknál a dácit test közvetlenül érintkezik egy andezites lávafolyással, amelybe számos kisebb méretű intrúzív magmás test nyomult bele. Ehhez az összetett vulkáni szerkezethez gazdasági jelentőséggel bíró színes- és nemesfém ércesedés társul (3.24. térkép). Ennek köszönhetően ez a nagy fontosságú érctelep számos nemzetközi projekt tárgyát képezi, így a geokronológiai kutatások is előtérbe kerültek az utóbbi években. Mérési eredményeimmel sikerült igazolnom, hogy az egymástól eltérő típusú érctelepek (Verespatak/Rosia Montana; epitermás Au-ércesedés, és Rosia Poieni; porfíros Cu(-Au) ércesedés), két, korban különböző magmás fázishoz köthetők. Verespataki dácit kora; 13,6 millió év, Rosia Poieni andezit kora pedig 9,3 millió év (Pécskay et al., 1995b, Rosu et al., 1997, 2001, 2004), amely koroknak a földtani jelentését és megbízhatóságát igazolják a különböző külföldi geokronológiai laboratóriumban, az átalakult kőzetekből elválasztott adalékon $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ módszerrel és a Zirkonon U/Pb módszerrel végzett ra-

diometrikus kormeghatározások eredményei (Lips 2002; Manske et al., 2006, Wallier et al., 2006, Kouzmanov et al., 2007).

Aranyosbánya környékén a terület ÉK-i részén, egy kőzetminta kivételével (8.sz. minta, K/Ar kora; 11,9 millió év) egységesen pannóniai korú andezites intrúzív magmás testek fordulnak elő. A kőzettani-, geokémiai vizsgálatok adatai alapján megkülönböztetett normál- és adakitos mészsalkáli kőzetek sajátosságai a koradatokban is tükröződnek. Az adakitos mészsalkáli kőzetek egyértelműen fiatalabbak a normál mészsalkáli kőzeteknél (Seghedi et al., 2004b, 2007, Rosu et al., 2004).

A miocén mészsalkáli vulkanizmus végét jelentő bazaltos magmás tevékenység a Bucsum és Aranyosbánya közötti területen zajlott le, amelynek kora 7,4 millió évre tehető (25. sz. minta). Az Erdélyi-Szigethegység ÉK-i részét képező Verespatak–Bucsum–Aranyosbánya vulkáni területre vonatkozóan a 25 koradat alapján megállapítható, hogy ezen a területrészen volt a leghosszabb a vulkáni tevékenység időtartama. Lényegében hosszabb vulkáni csend nélkül, mintegy 7 millió éven keresztül alakult ki ennek a vulkáni mezőnek a végleges arculata.

ZARAND–BRAD–ZALATNA

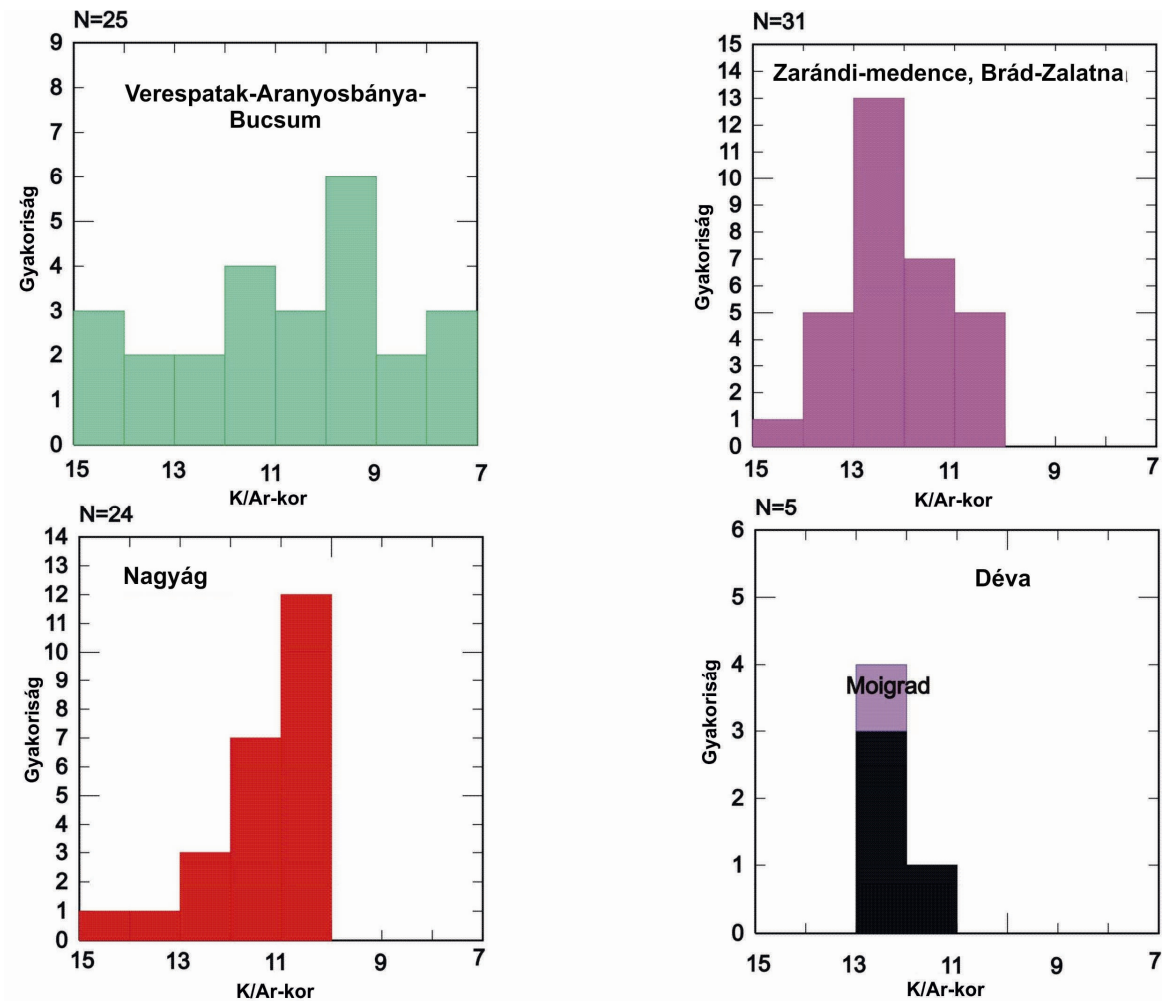
Erről a területről 31 kőzetmintán végeztem kormeghatározást. Sajnos ez a mintaszám nincs összhangban a vizsgált terület kiterjedésével, és különösen kedvezőtlen a mintavételi helyek térbeli eloszlása. Elsősorban a Zarándi-medencében túlságosan szórványos a nagy kiterjedésű vulkáni szerkezetekről rendelkezésre álló földtani adat, és az analitikai munkára begyűjtött minták száma. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy az egész Erdélyi-Szigethegység területéről mindeddig az egyedüli rétegvulkán a Bontó/Bontau, amelyen a geokronológiai vizsgálat mellett részletes vulkanológiai rekonstrukciót is tudtunk végezni (Seghedi et al., 2010). Közös munkánk során kilenc reprezentatív kőzetmintára meghatározott koradatra támaszkodhattunk (3.18. táblázat és 3.24. térkép). amelynek alapján a vulkáni szerkezet kialakulására kb. 4 millió év adódott. Ezen az időtartamon belül, figyelembe véve a terepi adatokat is, két vulkáni fázis különíthető el;

Az „első vulkáni fázis”, (13,8-12,0 millió év) amelyet tulajdonképpen a piroxénandezit dóm és annak breccsája reprezentál, majd az ezt követő vulkáni tevékenység rövid vulkáni csend (kb. 1 millió év) és erózió után, újraéledő – „második vulkáni fázis” (11,0-10,0 millió év), amit döntően nagyenergiájú, robbanásos vulkáni tevékenység jellemez, amely kúpalakú amfibolpiroxénandezit dómot épített fel (Seghedi et al., 2010). A Zarándi-medence Ny-i pe-

remén, Ménes város térségben szintén normál mészkalkáli andezitek építik fel a réteg vulkáni szerkezeteket. Figyelembe véve a Bontó-hegység kialakulásának időbeli lefolyását, a jelenleg rendelkezésre álló K/Ar koradatokból arra következtethetünk, hogy a mért időintervallum (30., 32., 34. és 39. számú minták; 13,4-12,4 millió év) feltehetően csak a vulkáni sorozat alsó részére vonatkozik.

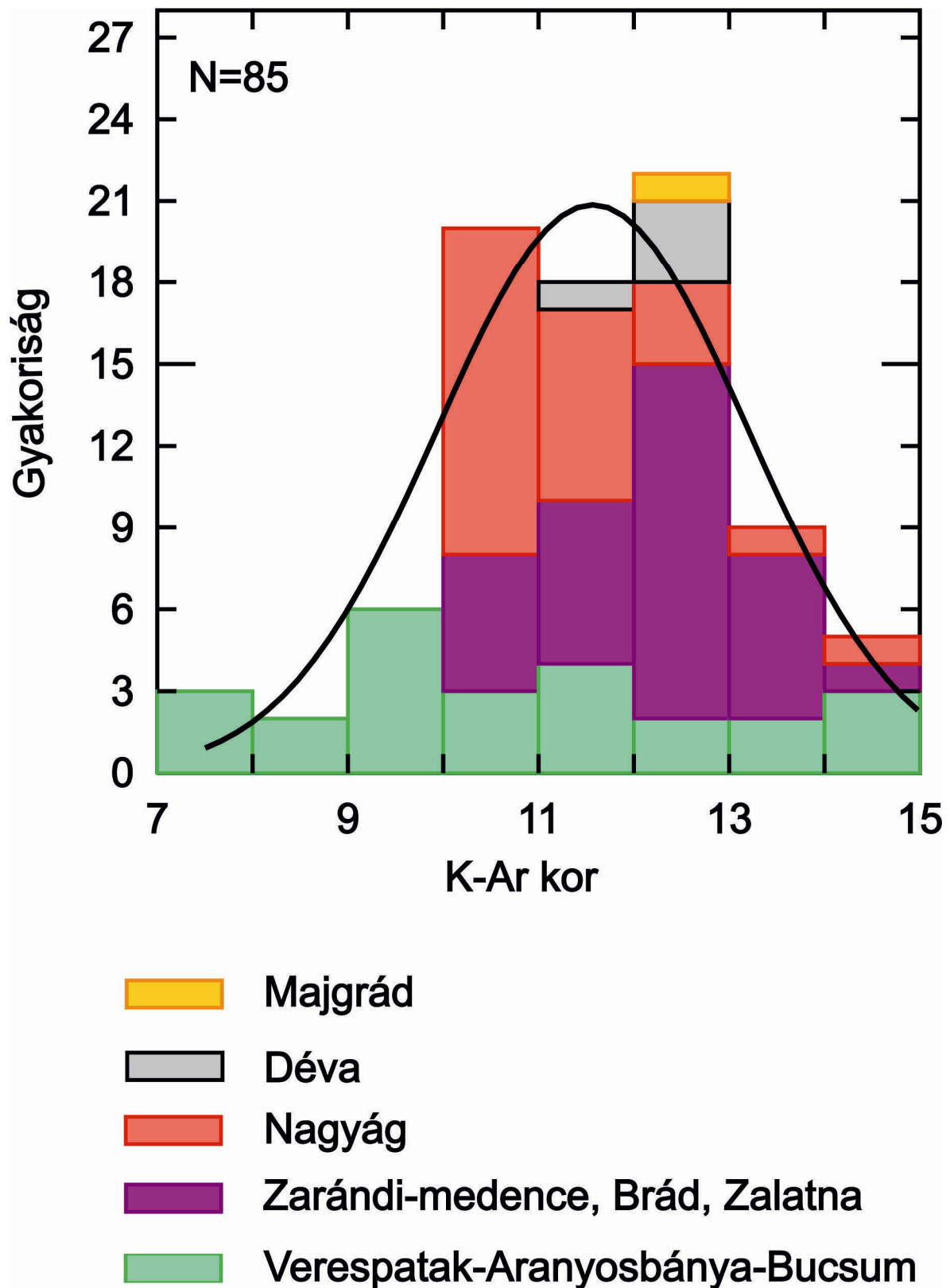
A vulkáni vonulat K-i részén, Brad és Zalatna közötti területen részletes geokronológiai vizsgálatra került sor. Nyilvánvalóan a kutatásaink súlypontja a legfontosabb érctelepekkel kapcsolatos vulkáni mezőknek az átfogó földtani vizsgálatára tevődött (pl. Ciresata bányatelep, Arsului-völgy, Barza magmás komplex). A K/Ar koradatok szerint a vulkanizmus a badeni emeletben kezdődött (14,7 millió év) ezen a területen is, viszont már az alsó-pannóniai alemeletben (10,4 millió év) befejeződött. A magmás tevékenység főidőszaka a szarmata/badeni emelethatár közelébe tehető (~12,5-12,0 millió év)

A Nagyág/Sacaramb vulkáni terület talán a legrészletesebben megkutatott területnek számít. A radiometrikus korok alapján a magmatizmus időbeli lejátszódása a szomszédos Zaránd–Brad–Zalatna vulkáni vonulat fejlődéstörténetével mutat nagyfokú hasonlóságot (3.14.-3.15. ábra), bár a magmás tevékenység paroxizmusa a két területen eltérő időben van.



3.14. ábra: Az Erdélyi-Sziget hegység vulkáni kőzeteinek koreloszlása

dc_213_11



3.15. ábra: Az Erdélyi-Szigethegység neogén mészkalkáli vulkanizmusának fejlődéstörténete

Az egyik kutatási programnak az volt a célkitűzése, hogy ugyanazon a kőzetmintán összehasonlító mérést végezzünk a konvencionális K/Ar (Debrecen) és a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ kormeghatározási módszer (London) alkalmazásával.

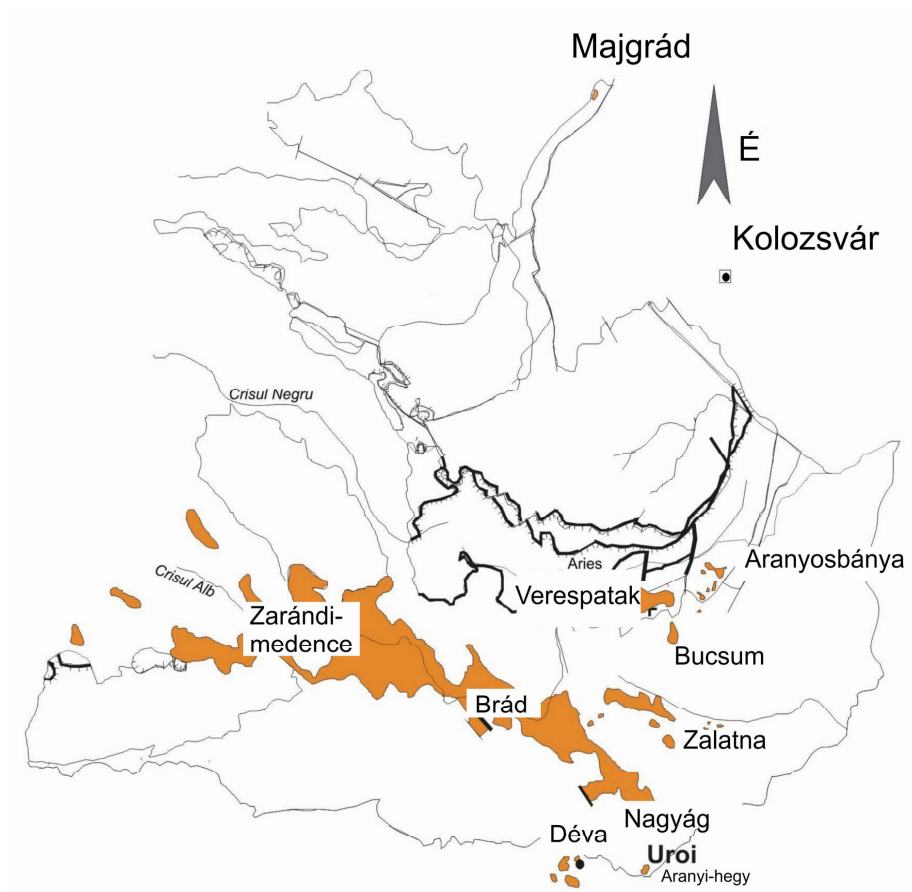
Zuckerhutról begyűjtött kőzetminta K/Ar kora; $10,9 \pm 0,6$ millió év, és a kőzetből elválasztott amfibolon az Ar/Ar kor 11,2 millió évnél adódott. Figyelemre méltó eredmény született a szericit frakciók K/Ar és Ar/Ar módszeres datálásával kapcsolatosan. A befogadó vulkáni kőzeteken mért K/Ar korok 10,9-11,2 millió év közötti korintervallumba esnek, míg az átalakult kőzetekből elválasztott szericit frakciók K/Ar kor 9,9-10,8 millió év között változnak, az adott vulkáni fázisnak és az azt szubszekvensen követő hidrotermás folyamatnak megfelelően. Ezzel szemben a finomszemcsés szericit frakciókon mért K/Ar korok 1-3 millió évvel idősebbnek adódtak a teljes kőzetek K/Ar koránál. Ebből az következik, hogy az Ar/Ar módszer a minta besugárzása közben végbemenő „visszalökődési effektus” hatása miatt nem alkalmas a túl finomszemcsés ásványfrakciók datálására.

Déva térségében öt kőzetmintán (81.-85. sz. minták) végeztem kormeghatározást. Ezek közül négy mintán a miocén mészkáli kőzetek csoportjába tartozik, az ötödik minta pedig (85. sz. minta) az Erdélyi-Szigethegység legfiatalabb vulkán (3.18. táblázat és 3.24. térkép). Ebben a vulkáni zónában az intrúzív magmás tevékenység a jellemző hegységképző folyamat.

A mért K/Ar koradatok 11,9 millió év - 12,8 millió év korintervallumba esnek, ami megfelel a rétegtani besorolásnak, mivel a magmás tevékenységet követő üledékképződésnek a kora a biosztratigráfiai adatok alapján volhiniai-bessarabiai (Lupu et al., 1982). A 83. sz. és 84. sz. mintákon meghatározott K/Ar korok (11,9 millió év és 12,1 millió év) földtani jelentését igazolják a terepi megfigyelési adatok, amely szerint az amfibolbiotitandezit telér áttöri a nagyméretű mikrodiorit szubvulkáni testet. (Rosu et al., 1997).

A Detunata bazaltos andezitjének képződése után az Erdély-Szigethegységben lényegében befejeződött a neogén mészkáli vulkanizmus (3.15. ábra).

Mintegy 6 millió év vulkáni csend után a szigethegység DK-i sarkában, a Maros partján működött az Aranyi-hegy vulkáni krátere (85. sz. minta, K/Ar kora: 1,6 millió év). Ennek a vulkánnak a működése szerkezetileg már nem az Erdélyi-Szigethegységet létrehozó miocén extenziós tektonikához köthető, hanem a K-Ny irányú fiatal fő tektonikai vonalhoz (dél-erdélyi vetőzóna), amely a Dél-Hargitában hasonló korú shoshonitos, a Persány hegységben pedig alkáli bazaltos vulkanizmust eredményezett (Roşu et al., 2004, Seghedi et al., 2007, Pécskay et al. 1995b, Pécskay et al., 2006).



3.25. térkép: Majgrád földrajzi helyzete

Az Erdélyi-Szigethegység és a nagybányai neogén vulkáni terület között félúton található Majgrád/Moigrád határán a Mézes-hegy önálló vulkáni kúpja (3.25. térkép), amit kisméretű mikrodioritos intrúzív magmás testek építenek fel (Stefan et al., 1986), amelynek kora sokáig kérdéses volt. Végül a paleomágneses és radiometrikus mérések adatai igazolták, hogy a Mézes-hegy kialakulása (86. sz. minta K/Ar kora: 12,4 millió év) az Erdélyi-Szigethegység szarmata korú mészkalkáli vulkáni fázishoz kapcsolható (Seghedi et al., 2004b, 2007, Pécskay et al., 2006).

3.13. A KÁRPÁT-MEDENCE FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK ÖSSZEFOGLALÁSA AZ ÚJ KORADATOK TÜKRÉBEN

A Kárpát-medence kialakulásának és a neogén vulkáni tevékenység kezdetének tárgyalásánál kulcskérdésként kell kezelnünk a Pohorje pluton képződési korát és a szerkezet földtani szerepét. Többéves munkánk eredményeként rekonstruáltuk a pluton felszínre kerülésének történetét (kb. 20 millió év; Trajanova et al., 2008), valamint a radiometrikus koradatok birtokában a pluton benyomulását a szerkezeti modellben – a korábbi feltevésekkel ellentétben – a Pannon-medence kialakulásával hoztuk kapcsolatba (Fodor et al., 2008).

A Dráva-Száva süllyedékből ismert „legidősebb” andezitek kora (kb. 22 millió év; Pécskay et al., 2006) továbbra is nyitott kérdésként kezelendő. További komplex vizsgálat szükséges a rendelkezésre álló koroknak a helyes földtani értelmezéséhez, mivel a valódi földtani kornak mind a Kárpát-medence geodinamikája, mind pedig a mészkalkáli magmatizmus petrogenetikája szempontjából kardinális szerepe van.

A Nyugati Kárpátokban (Ny-i Szegmens) végzett összehasonlító kronológiai vizsgálatok tisztázták az Északi-középhegység és a közép-szlovákiai vulkáni terület neogén magmatizmusában megmutatkozó hasonló és eltérő fejlődéstörténeti és vulkanológiai jegyeknek a földtani hátterét (Pécskay et al., 2006, Lexa et al., 2010, Seghedi et al., 2004b).

A Középső Szegmensben belül a szisztematikus geokronológiai kutatás rámutatott a vulkáni terület északi és déli része között megmutatkozó karakterisztikus földtani sajátosságok (közettani, geokémiai, vulkanológiai, geokronológiai) eltérő voltára (Pécskay et al., 2000, Seghedi et al., 2001). A Középső Szegmens neogén vulkáni területén végzett K/Ar kormeghatározások bizonyították a felszíni feltárásokból ismert, és az ÉK-Magyarország területén mélyfúrások által harántolt mészkalkáli vulkáni kőzetekre vonatkozóan feltételezett analógiákat (Széky-Fux V. et al., 1987).

Az intrúzív magmatizmussal kapcsolatosan rendelkezésre álló új adatbázis egyrészt hozzájárult a mészkalkáli magmás kőzetek tér-időbeli elterjedésének pontosabb megismeréséhez (Morávia, Pienini-hegység, Szubvulkáni Zóna), másrészt lehetőséget kínál a szerkezeti- és geodinamikai modellek továbbfejlesztéséhez (Trua et al., 2006).

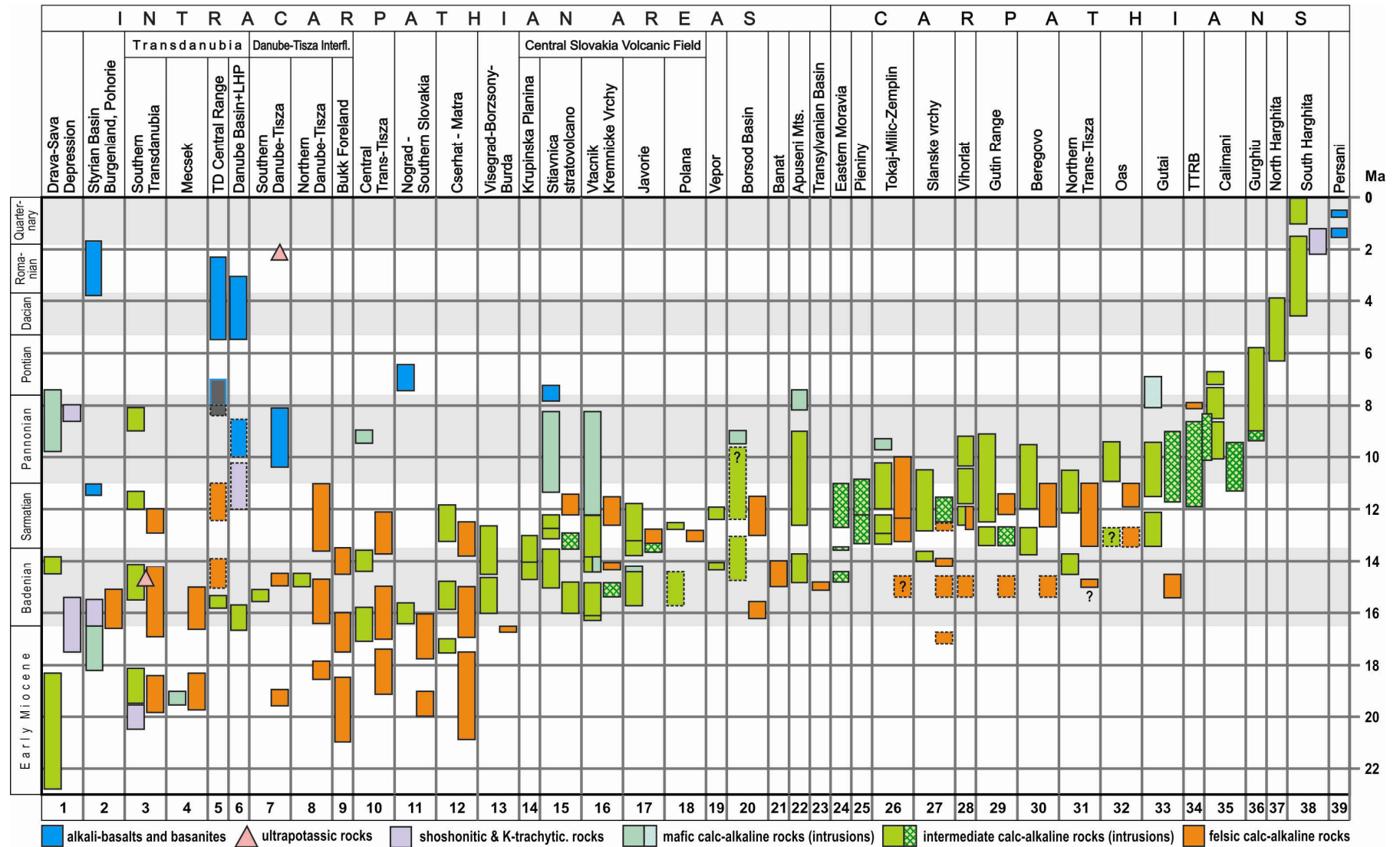
A Kárpát-medence egyik legvitatottabb vulkáni területének, az Erdélyi-Szigethegységnek a részletes geokronológiai vizsgálatával sikerült elkülöníteni egymástól – a korábbiakban sok földtani problémát okozó – miocén és paleogén vulkáni tevékenység kőzeteit. Továbbá a

K/Ar koradatok elősegítették az extenziós tektonikához köthető vulkanizmus/medencefejlődés történetének pontosabb leírását (Rosu et al., 2004).

Az Erdélyi-medencét kitöltő Dési tufán elért újabb kronológiai és vulkanológiai eredmények szintén finomították a Kárpát-medencére vonatkozó geológiai ismereteinket. A különböző radiometrikus kormeghatározások eredményei (K/Ar, Ar/Ar, F.T.) igazolták a biosztratigráfiai adatok alapján történt rétegbesorolást, valamint a vulkanológiai vizsgálatok elvezettek a kitörési centrum helyének megállapításához (Szakács et al., in press).

Végül egy új „csepp a tengerben”: véletlenül „rábukkantunk”, megmintáztuk, majd alaposan megvizsgáltuk egy kisméretű, egyedülálló vulkán utolsó rejtett darabját a Bánságban (Gátalja/Gataia településtől 5km-re délre), amellyel tovább bővítettük ismereteinket a Kárpát-medence vulkanizmusával kapcsolatosan. A korábbiakban alkáli bazaltnak tartott kőzetet az izotópgeokémiai elemzések alapján magas káliumtartalmú lamprofír kőzetek közé soroltuk. A teljes kőzeten végzett kormeghatározás alapján ($1,32 \pm 0,06$ millió év) a minta a Kárpát-medence legfiatalabb káli-, illetve ultrakáli kőzeteivel mutat egyidejűséget. (Seghedi et al., 2008).

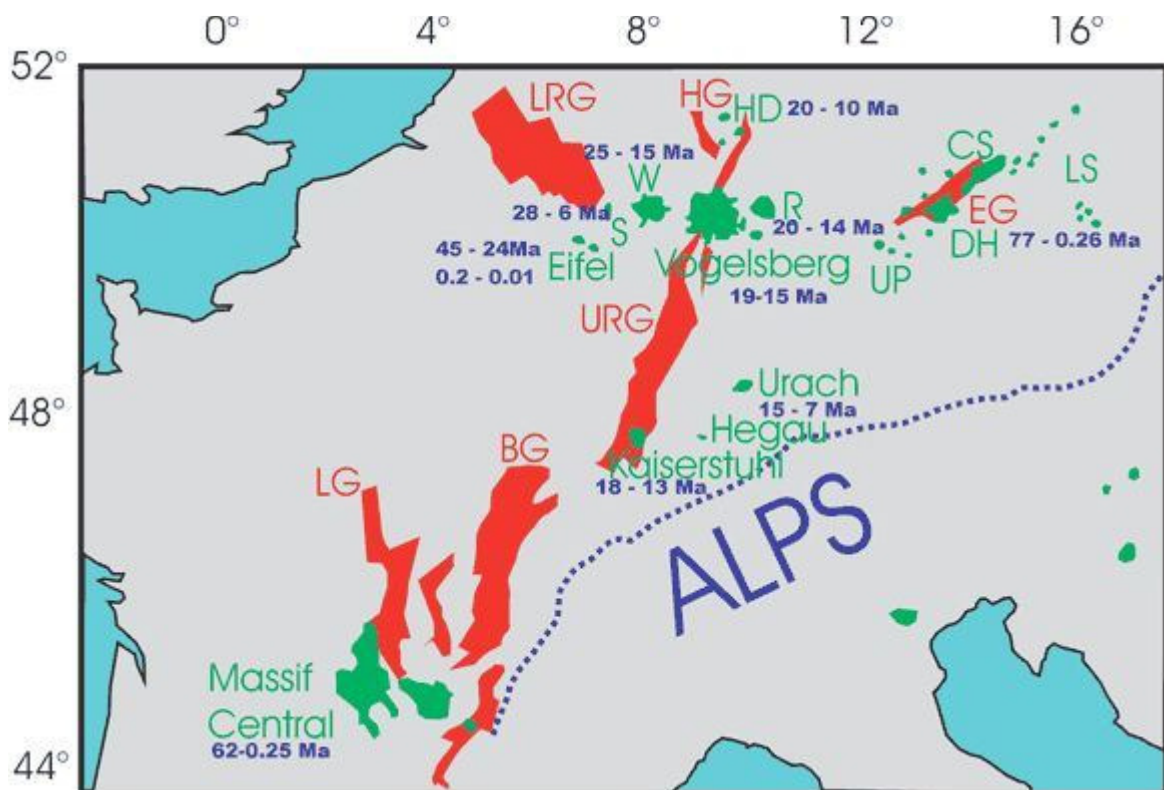
Ezeket az új eredményeket szemlélteti a 3.16. ábra.



3.16. ábra: A Kárpát–Pannon térség neogén kvarter vulkanizmusának tér-időbeli eloszlás

4. ALSÓ-SZILÉZIAI HARMADIDŐSZAKI ALKÁLI BAZALT VULKANIZMUS GEOKRONOLÓGIÁJA

Közép-Európa északi részén Ny-ról K-felé haladva Németországon, Csehországon keresztül az Eifel-hegységtől Alsó-Sziléziáig több mint 750 km-en át követhető a kainozoos korú vulkáni vonulat (Central European Volcanic Province; CEVP) (4.1. térkép).



4.1. térkép: Közép-Európa (zöld) kainozoos vulkáni kőzetei és az Alpok előterének (piros) üledékes medencéi

Vulkáni területek: S: Siebengebirge; W: Westerwald; HD: Hessian Depression; R: Rhön/Heldburg; UP: Upper Palatinate; DH: Doupovské Hory; CS: Česká Středoho; LS: Lower Silesia. Rift systems: LG: Limagne Graben; BG: Bresse Graben; URG: Upper Rhine Graben; LRG: Lower Rhine (Roer Valley) Graben; HG: Hessian grabens; EG: Eger (Ore) Graben. Age data from Lustrino & Wilson (2007) and references therein.

Ezt a vulkáni övezetet nagy kiterjedésű vulkáni mezők (pl. Vogelsberg, Taunus⁴) és kisebb méretű, egymástól különálló kitörési centrumok sorozata alkotja. A vulkáni tevékenység vonulat nyugati szárnyán a felső-krétában kezdődött, de a vulkanizmus főidőszaka az egész láncra vonatkoztatva az eocéntől kezdődően a felső-miocénig tartott. A legfiatalabb kvarter korú előfordulások a K-Eifelben, Bohémiában és Moráviá északi részén találhatók (Wimmenauer, 1974).

A Közép-Európai Vulkáni Provincia (CEVP) leggyakoribb magmás kőzetei: tholeiitok, trachitok, fonolitok, alkáli bazaltok, bazanitok, nefelinitok, melilititok és leucititok. Duda és Schmincke (1978) a petrográfiai és geológiai adatok alapján, ezeknek a kőzeteknek a közös eredetét feltételezték.

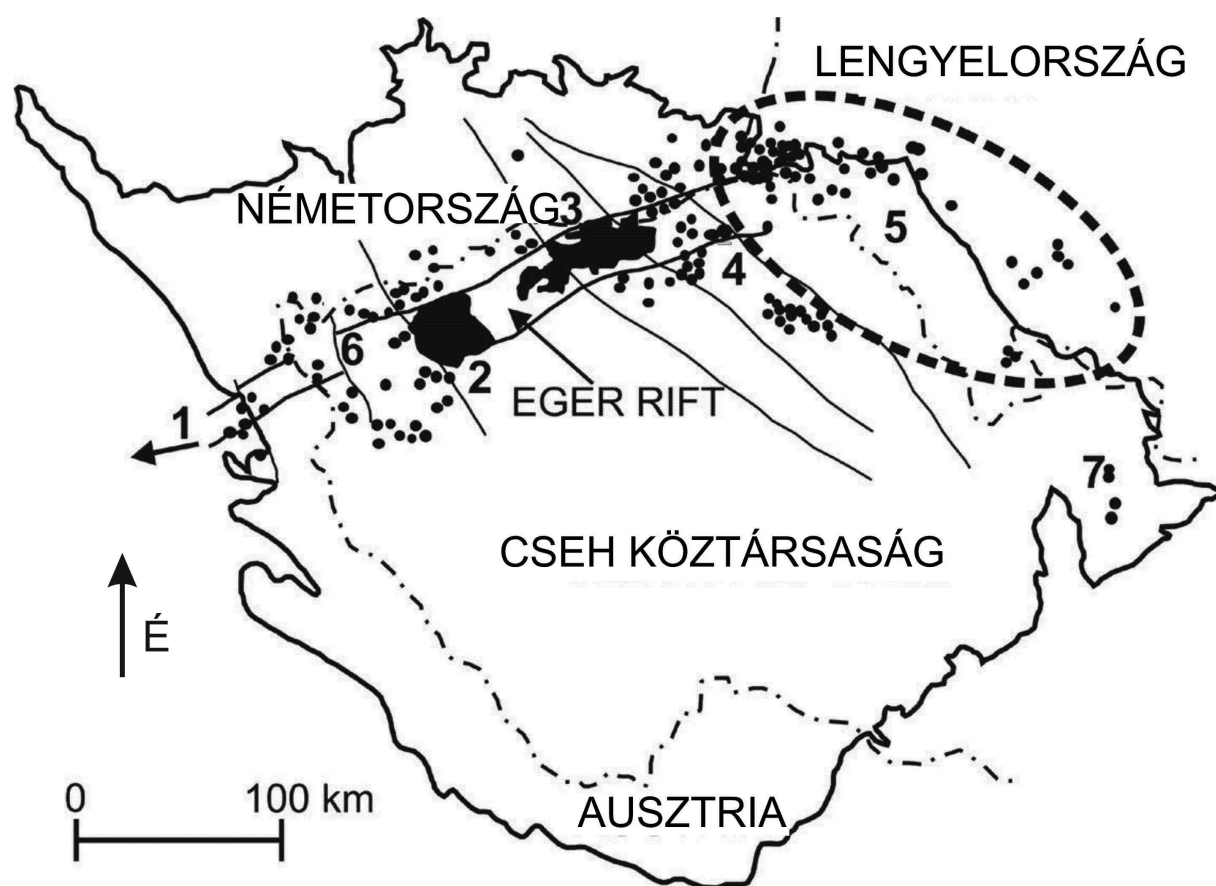
A színes és rendkívül összetett geológiai sajátossággal bíró vulkáni övezet földtani kutatása folyamatosnak tekinthető az elmúlt évtizedekben. Ennek köszönhetően a CEVP-ről számtalan tudományos cikk jelent meg a földtan és geofizika szinte minden tárgykörében (pl. Wedepohl, 1985, Stosch és Lugmair, 1986).

A vulkáni vonulat kialakulásánál, és a vulkanizmus fejlődéstörténetének megértésénél a földtani kutatásoknak mindig kulcskérdése volt, „a hogyan” és „mikor” kérdésnek a pontos megválaszolása. Tekintettel arra, hogy a nagy távolságokon keresztül ívelő „sztratigráfiai hidak” rengeteg bizonytalansági tényezőt hordoznak magukon, továbbá a relatív korok nem teszik lehetővé a vulkáni szerkezetek kialakulásához szükséges időtartamok, valamint a különböző vulkáni centrumok működésének tér-időbeli korrelációját, ezért nélkülözhetetlen a radiometrikus kormeg-határozások széleskörű alkalmazása.

A 70-es évek elején Duncan és munkatársai (1972) néhány izotópos koradatra alapozva megalkották a CEVP-re vonatkozó fejlődéstörténeti modelljüket.

A Szerzők szerint a kitörési centrumok a vulkáni övezeten belül keletről, nyugat felé migráltak, 2-3 cm/év átlagos sebességgel („hot spot modell”). A szisztematikus geokronológiai vizsgálatok eredményei nem igazolták ezt a modellt, hanem egy sokkal bonyolultabb, összetettebb vulkáni fejlődéstörténetre irányították rá a figyelmet (Lippolt és Todt, 1978, Baranyi et al., 1976, Kreuzer et al., 1973).

Az Alsó Sziléziai Bazaltok (LSB) a Bohémiai–Sziléziai vulkáni övezetnek az ÉK-i részét képezve, Lengyelország DNy-i részén terül el (4.2. térkép).



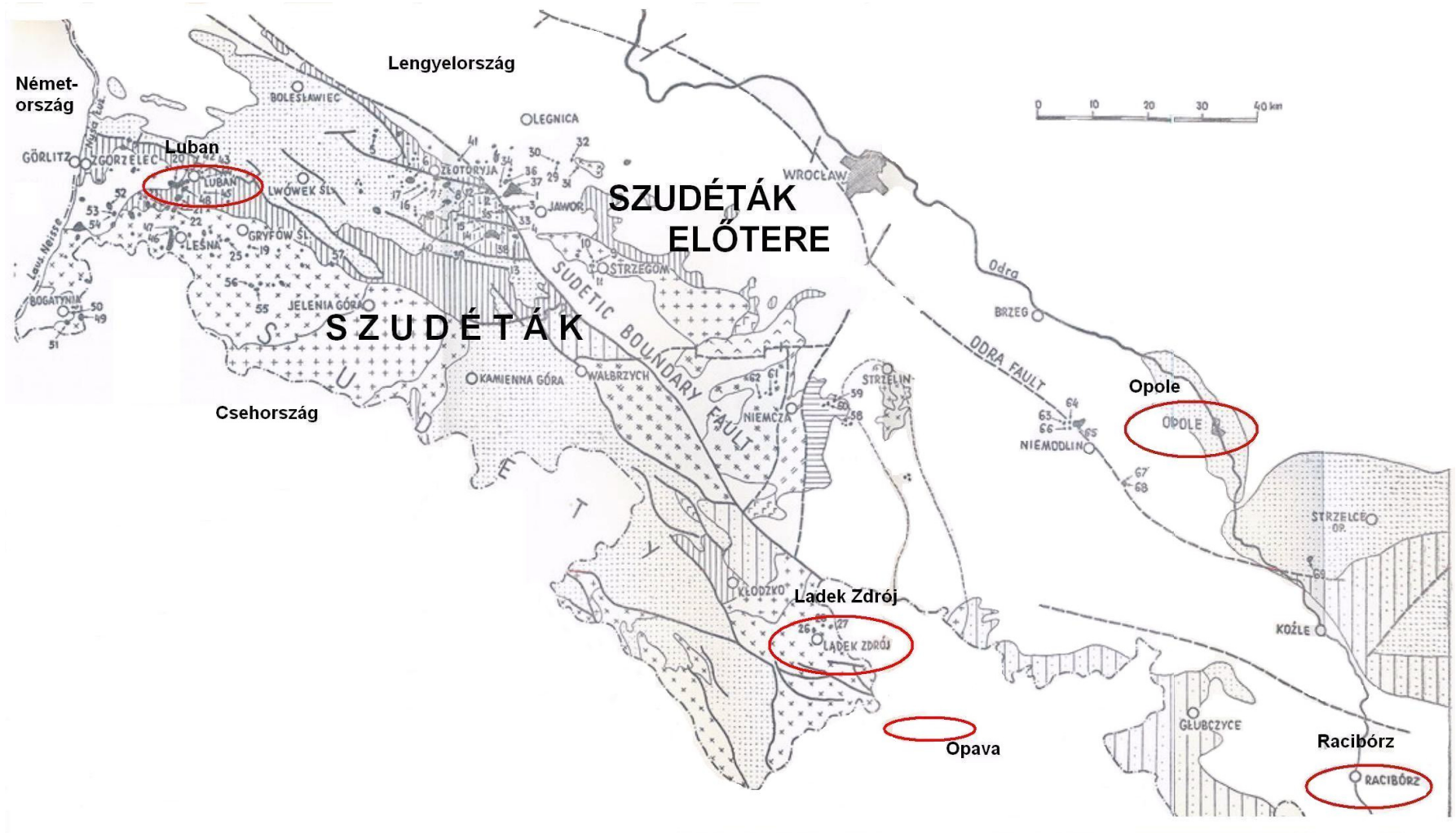
4.2. térkép: Alsó-Sziléziai terciér vulkáni terület földrajzi elhelyezkedése

A terepi adatok szerint, ezt a vulkáni mezőt kb. 200 lávafolyás, vulkáni kürtők és a kürtőket kitöltő vulkáni dugók alkotják. A harmadidőszaki bazaltok feküjét prekambriumi és paleozoos kristályos kőzetek, valamint paleozoos, mezozoos és kainozoos üledékes kőzetek képezik. A terület földtanáról és a kőzetek petrológiájáról és kémiai összetételéről számos publikáció jelent meg (pl. Birkenmajer et al., 1970, 1973, 1972, Birkenmajer és Nairn 1969, Kozłowska-Koch, 1976, 1981, 1987, Białowolska 1980, Blusztajn és Hart, 1989, Blusztajn és Shimizu, 1994).

Németországban végzett intenzív geokronológiai kutatások ellenére Lengyelországban csak néhány bazalt mintán történt kormeghatározás (Birkenmajer et al., 1977, Kruczyk et al., 1977b, Alibert et al., 1987) Ugyanakkor tudománytörténeti szempontból meg kell említeni, hogy egy bazalt mintán Urry 1936, által végzett kormeghatározás, a világon az egyik legkorábbi radiometrikus kormeghatározásként van nyilvántartva.

A Pieniny-hegységben végzett terepi munkánk befejezése után 1999-ben Birkenmajer professzorral elkezdtük a szisztematikus mintagyűjtést az ASZVT-en. A terepen a lengyel kollégám által készített eredeti geológiai térképek alapján tanulmányoztuk és kőzetmintákat gyűjtöttünk az egyes feltárásokból.

Az első terepi bejárásunk után (Opole környéki feltárások) lehetőségünk adódott az eredeti tudományos programunk bővítésére. Az újonnan szervezett munkatervbe a radiometrikus kormeghatározásokon kívül, bekerült a kőzetminták paleomágneses- és geokémiai vizsgálata is. A több mint egy évtizedes folyamatos munka eredményeként, jelenleg már egy komoly adatbázisra támaszkodhatunk, amelyben közel 100 koradat áll rendelkezésünkre. A vizsgált vulkáni területeket és kőzetminták lelőhelyeit a 4.3. térkép szemlélteti. Az egymástól elkülönített bazalt előfordulások K/Ar koradatit a 4.1. táblázatban foglaltam össze.



4.3. térkép: Alsó-Szilézai vulkáni zóna általam vizsgált területei

4.1. táblázat: Sziléziai harmadidőszaki bazaltok K-Ar kora

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
4.1. RACIBÓRZ – NOWA CEREKIEW								
1.	6568.	18.	Nowa Cerekiew felhagyott kőfejtő	bazanit	0,98	$7,634 \times 10^{-7}$	44,7	$19,91 \pm 0,75$
2.	6569.	19.	Nowa Cerekiew	bazanit	0,85	$8,921 \times 10^{-7}$	20,2	$26,64 \pm 1,85$
3.	6570.	20.	Nowa Cerekiew	bazanit	0,97	$7,688 \times 10^{-7}$	26,2	$20,25 \pm 1,12$
4.	6312.	BPZ-1.	Nowa Cerekiew	bazanit	0,97	$8,491 \times 10^{-7}$	68,9	$22,31 \pm 0,87$
5.	6311.	BPZ-2.	Nowa Cerekiew	alkáli bazalt	0,77	$7,955 \times 10^{-7}$	69,1	$26,41 \pm 1,03$
4.2. OPOLE - NIEMODLIN								
6.	5259.	BP-1.	Szt. Anna-hegy (G. Sw.Anny)	nefelinit	0,72	$7,656 \times 10^{-7}$	48,5	$27,3 \pm 1,2$
7.	5260.	BP-2.	Gracze működő kőbánya	bazanit	0,66	$6,628 \times 10^{-7}$	37,9	$25,5 \pm 1,2$
8.	5261.	BP-3.		bazanit	0,70	$5,799 \times 10^{-7}$	35,0	$21,2 \pm 1,1$
9.	5262/A	BP-4.		bazanit	0,69	$7,198 \times 10^{-7}$	54,1	$26,8 \pm 1,1$
10.	5263.	BP-5.		bazanit	0,53	$6,149 \times 10^{-7}$	38,8	$29,9 \pm 1,4$
11.	5264.	BP-6.	Gracze-Ameryka működő kőbánya	bazanit	0,70	$7,227 \times 10^{-7}$	62,1	$26,3 \pm 1,1$
12.	5265.	BP-7.		bazanit	0,51	$6,126 \times 10^{-7}$	48,1	$30,5 \pm 1,3$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	⁴⁰ Ar _{rad} (cm ³ /g)	⁴⁰ Ar _{rad} (%)	K/Ar kor ±1σ (Mév)
13.	5266.	BP-8.	Rutki felhagyott kőfejtő	bazanit	0,57	5,130x10 ⁻⁷	46,0	22,9±1,0
14.	5267.	BP-9.	Radoszowice felhagyott kőfejtő	bazanit	0,81	9,186x10 ⁻⁷	61,8	29,0±1,2
15.	5268.	BP-10.		bazanit	0,51	4,849x10 ⁻⁷	33,6	24,2±1,2
16.	5269.	BP-11.	Ligota Tulawicka működő kőbánya	bazanit	0,59	6,271x10 ⁻⁷	64,1	27,3±1,1
17.	5270.	BP-12.		bazanit	0,67	7,662x10 ⁻⁷	46,9	29,4±1,3
18.	5271.	BP-13.		bazanit	0,64	7,132x10 ⁻⁷	57,9	28,4±1,2
4.3. SZUDÉTÁK ELŐTERE								
Debowiec - Pogroda								
19.	6565.	16.A	Debowiec kőbánya É-i oldala	bazanit	0,88	7,105x10 ⁻⁷	41,0	20,67±0,82
20.	6566.	16.B	Debowiec, felhagyott kőfejtő D-i oldala	bazanit	0,90	7,646x10 ⁻⁷	35,6	21,75±0,95
21.	6567.	17.	Debowiec felhagyott kőfejtő	bazanit	0,73	6,043x10 ⁻⁷	23,9	21,17±1,26
22.	6314.	BPZ-4.	Debowiec felhagyott kőfejtő	alkáli bazalt	0,69	7,867x10 ⁻⁷	64,7	29,09±1,07
23.	6310.	BPZ-3.	Pogroda	bazanit	0,72	8,503x10 ⁻⁷	66,1	30,33±1,09
Strzelin térsége								
24.	5573.	BP-17.		trachibazalt	1,03	9,376x10 ⁻⁷	75,3	23,20±0,89

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
25.	5574.	BP-18.	Targowica kőbánya D-i oldala	bazanit	0,85	$6,674 \times 10^{-7}$	47,5	$20,13 \pm 0,86$
26.	5575.	BP-19.	Janowiczki kőbánya	nefelinit	0,64	$7,060 \times 10^{-7}$	53,3	$27,94 \pm 1,16$
27.	5576.	BP-20.		melanefelinit*	0,60	$4,325 \times 10^{-7}$	32,1	$18,54 \pm 0,96$
28.	5578.	BP-22.		melanefelinit*	0,66	$6,501 \times 10^{-7}$	51,9	$25,32 \pm 1,06$
29.	5579.	BP-23.	Kowalskie – Żelowice felhagyott kőfejtő	nefelinit	0,60	$6,542 \times 10^{-7}$	37,3	$27,65 \pm 1,32$
Niemcza térsége								
30.	5580.	BP-24.	Gilow I felhagyott kőfejtő	tefrit	1,25	$1,022 \times 10^{-6}$	59,8	$20,91 \pm 0,84$
31.	5581.	BP-25.	Gilow II felhagyott kőfejtő	bazanit	1,20	$9,369 \times 10^{-7}$	74,1	$19,99 \pm 0,77$
Strzegom térsége								
32.	5582.	BP-26.	Strzegom III felhagyott kőfejtő	bazanit	0,82	$6,367 \times 10^{-7}$	38,7	$19,84 \pm 0,93$
33.	5583.	BP-27.	Strzegom I felhagyott kőfejtő	alkáli bazalt	0,59	$4,737 \times 10^{-7}$	45,6	$20,40 \pm 0,89$
34.	5584.	BP-28.	Strzegom II felhagyott kőfejtő	alkáli bazalt	0,56	$5,210 \times 10^{-7}$	70,1	$23,56 \pm 0,91$
35.	5585.	BP-29.	Żelazowa felhagyott kőfejtő	bazanit	1,38	$1,014 \times 10^{-6}$	63,2	$18,82 \pm 0,75$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Közet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
Jawor térsége								
36.	5586.	BP-30.	Winna Góra kőbánya K-i oldala	trachandezit	0,61	$5,192 \times 10^{-7}$	47,4	$21,62 \pm 0,93$
37.	5587.	BP-31.	Winna Góra kőbánya ÉK-i oldala	trachandezit	0,53	$4,527 \times 10^{-7}$	24,5	$21,96 \pm 1,36$
38.	5588.	BP-32.	Mecinka kőbánya	trachandezit	0,80	$6,593 \times 10^{-7}$	60,3	$21,05 \pm 0,85$
39.	5589.	BP-33.	Mecinka kőbánya	trachandezit	0,66	$4,792 \times 10^{-7}$	45,1	$18,66 \pm 8,82$
Legnica térsége								
40.	5665.	BP-40.	Mikolajowice működő kőbánya	bazanit	0,95	$1,149 \times 10^{-6}$	58,5	$30,85 \pm 1,25$
41.	5667.	BP-41.	Pawlowice működő kőbánya	bazanit	0,90	$7,784 \times 10^{-7}$	61,3	$21,89 \pm 0,87$
42.	5666.	BP-42.	Lubien felhagyott kőfejtő	trachibazalt	0,97	$1,009 \times 10^{-6}$	72,2	$26,67 \pm 1,03$
43.	6562.	2004/1.	Myslibórz felhagyott kőfejtő	bazanit	0,88	$7,087 \times 10^{-7}$	56,6	$20,55 \pm 0,70$
44.	6563.	2004/2.	Chojnów közetblokk	bazanit	0,75	$8,224 \times 10^{-7}$	37,9	$27,84 \pm 1,16$
45.	6315.	BPZ-5.	Chroslice	alkáli bazalt	0,61	$6,643 \times 10^{-7}$	57,6	$27,88 \pm 1,13$
46.	6309.	BPZ-6.	Koscielna Góra	bazanit	0,66	$5,434 \times 10^{-7}$	63,6	$20,99 \pm 0,83$
47.	6313.	BPZ-7.	Winnik	alkáli bazalt	0,76	$9,273 \times 10^{-7}$	58,5	$31,28 \pm 1,26$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
48.	6344.	BPZ-9.	Kozów	bazanit	0,63	$5,191 \times 10^{-7}$	47,7	$21,14 \pm 0,91$
49.	6345.	BPZ-10.	Debina	bazanit	0,79	$7,592 \times 10^{-7}$	57,4	$24,46 \pm 0,99$
50.	6347.	BPZ-12.	Górzec	alkáli bazalt	0,76	$1,004 \times 10^{-6}$	45,4	$33,67 \pm 1,48$
51.	5590.	BP-34.	Sichów felhagyott kőfejtő	melanefelinit*	0,77	$8,561 \times 10^{-7}$	40,7	$27,80 \pm 1,27$
4.4. SZUDÉTÁK								
Zlotoryja térsége								
52.	5591.	BP-35	Wilków működő kőbánya	bazanit	1,04	$7,029 \times 10^{-7}$	41,3	$19,41 \pm 0,88$
53.	5592.	BP-36	Wilków működő kőbánya	bazanit	1,41	$8,728 \times 10^{-7}$	57,6	$19,57 \pm 0,79$
54.	5593.	BP-37	Wilków működő kőbánya	bazanit	1,17	$8,535 \times 10^{-7}$	47,0	$18,72 \pm 0,81$
55.	5594.	BP-38	Trupien működő kőbánya	bazanit	1,00	$7,920 \times 10^{-7}$	39,1	$20,19 \pm 0,94$
56.	5595.	BP-39	Wilcza Góra működő kőbánya	melanefelinit*	1,01	$7,965 \times 10^{-7}$	42,9	$20,07 \pm 0,90$
Jelenia Góra térsége								
57.	6210.	BP-43	Pilchowice víztározó	melanefelinit	0,82	$7,541 \times 10^{-7}$	40,8	$23,7 \pm 1,1$
58.	6211.	BP-44A	Wojciechów működő kőbánya K-i oldala	bazanit	1,15	$1,249 \times 10^{-6}$	52,3	$27,8 \pm 1,2$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
59.	6212.	BP-45	Grudza működő kőbánya	melanefelinit*	0,60	$6,128 \times 10^{-7}$	55,9	$26,0 \pm 1,0$
60.	6213.	BP-46A	Rebiszów működő kőbánya É-i oldala	melanefelinit*	0,79	$7,867 \times 10^{-7}$	57,3	$25,3 \pm 1,0$
61.	6342.	SK-10	Sniezne Kotły	bazanit	1,08	$1,100 \times 10^{-6}$	35,5	$26,0 \pm 1,3$
62.	6343.	BPZ-8	Grodziec vár	bazanit	0,61	$7,746 \times 10^{-7}$	48,7	$32,16 \pm 1,37$
63.	6348.	BPZ-13	Muchowskie Wzgórza	alkáli bazalt	0,82	$1,018 \times 10^{-6}$	69,6	$31,62 \pm 1,23$
LUBAN -BOGATYNIA								
64.	6215.	BP-47A	Leśna Brzozy működő kőbánya D-i oldala	trachibazalt	2,01	$2,418 \times 10^{-6}$	78,6	$30,7 \pm 1,2$
65.	6216.	BP-47B	Leśna Brzozy működő kőbánya É-i oldala	trachibazalt	1,59	$1,751 \times 10^{-6}$	73,8	$28,1 \pm 1,1$
66.	6217.	BP-48A	Stożek Perkuna felhagyott kőfejtő felső udvara	melanefelinit*	0,81	$8,148 \times 10^{-7}$	53,9	$25,7 \pm 1,1$
67.	6218.	BP-48B	Stożek Perkuna felhagyott kőfejtő alsó udvara	melanefelinit*	0,58	$6,171 \times 10^{-7}$	38,9	$27,2 \pm 1,1$
68.	6219.	BP-48C	Stożek Perkuna felhagyott kőfejtő alsó udvara	melanefelinit*	0,65	$6,360 \times 10^{-7}$	42,8	$25,0 \pm 1,0$
69.	6220.	BP-49	Bukowa Góra működő kőbánya	melanefelinit*	0,75	$8,406 \times 10^{-7}$	31,0	$28,7 \pm 1,5$

Sor-szám	K/Ar szám	Mintaszám	Származási hely	Kőzet-típus	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar kor $\pm 1\sigma$ (Mév)
70.	6222.	BP-51	Lubań park védett feltárás	bazanit	0,60	$6,406 \times 10^{-7}$	45,6	$27,3 \pm 1,2$
71.	6223.	BP-52	Uniegoszcz	bazanit	1,19	$1,031 \times 10^{-7}$	60,7	$22,2 \pm 0,7$
72.	6224.	BP-53A	Zareba "Józef" kőbánya felső udvara	melanefelinit*	0,70	$6,883 \times 10^{-7}$	56,1	$25,1 \pm 0,9$
73.	6225.	BP-53B	Zareba "Józef" kőbánya felső udvara	melanefelinit*	0,60	$5,819 \times 10^{-7}$	49,5	$24,8 \pm 0,9$
74.	6226.	BP-53C	Zareba "Józef" kőbánya alsó udvara	melanefelinit*	0,58	$7,250 \times 10^{-7}$	42,5	$31,9 \pm 1,2$
75.	6227.	BP-54D	Zareba "Józef" kőbánya alsó udvara	melanefelinit*	0,61	$6,349 \times 10^{-7}$	52,7	$26,6 \pm 0,9$
76.	6228.	BP-53E	Zareba "Józef" kőbánya alsó udvara	bazanit	0,79	$8,630 \times 10^{-7}$	74,2	$27,9 \pm 0,9$
77.	6229.	BP-54	Sulików működő kőbánya	melanefelinit*	0,69	$7,971 \times 10^{-7}$	70,6	$29,4 \pm 1,1$
78.	6230.	BP-55	Markocice felhagyott kőfejtő	bazanit	0,67	$6,987 \times 10^{-7}$	51,8	$26,5 \pm 1,1$
79.	6231.	BP-56A	Opolno Zdrój hegy csúcsán feltárás	trachit	4,20	$4,821 \times 10^{-7}$	88, 1	$29,3 \pm 1,1$
80.	6232.	BP-56B	Opolno Zdrój hegy csúcsán feltárás	trachit	4,20	$4,448 \times 10^{-6}$	86,9	$27,0 \pm 1,0$

*megjegyzés: ez a kőzet a De la Roche diagramban (1980) ankaratrite néven szerepel

A terület felosztásánál az Alsó Sziléziai Vulkáni Terület (ASZVT) földtani sajátosságait vettem figyelembe. A harmadidőszaki bazaltos vulkáni tevékenység kialakulásában szerkezet földtani szempontból két markáns tektonikai vonalnak van meghatározó szerepe:

- a. a Szudéták É-i határvonalával párhuzamosan ÉNy-DK irányban haladó fő tektonikai vonal („Sudetic Marginal Fault”), és az
- b. Odera folyó irányával szintén párhuzamosan haladó „Odra Fault” (Birkenmajer et al., 1977)

A bazaltos vulkáni formák előfordulásainak nagy része a fenti két tektonikai vonal mentén található. A vulkáni zóna fejlődéstörténetének ismertetésénél az alábbi területeket különítem el (6.3.térkép):

1. Racibórz térsége (ASZVT keleti határa),
2. Opole térsége („Odra Fault” menti vulkanizmus),
3. Szudéták előterének bazaltos magmatizmusa (Debowiec–Strzelin–Niemcza–Stzegom–Jawor–Legnica környéki előfordulások,
4. Szudéták (Złotoryja–Jelenia Góra) és
5. Luban és Bogatynia térsége (Szudéták ÉNy-i peremének magmás területe).

4.1. RACIBÓRZ TÉRSÉGÉNEK BAZALT ELŐFORDULÁSAI

Racibórtól 25 km-re Ny-ra Nova Cerekiew felhagyott kőfejtőjében tanulmányozható az ASZVT legkeletibb bazaltos előfordulása. Az 5 kőzetmintát a vulkáni szerkezetnek három különböző részéből gyűjtöttük be (láva folyásból, benyomult lávadugóból és piroklasztárból). Az alkáli bazalt minták teljes kőzetén egyértelműen megkülönböztethető két vulkáni fázist reprezentáló K/Ar korok adódtak: 19,91-20,25 millió év és 26,41-26,64 millió év, (4.1. táblázat) Az alsó- és felső-piroklasztáron mért korok (19,91 és 26,64 millió év) is összhangban vannak a „szakaszos” vulkanizmus feltételezésével (Badura et al., 2005).

4.2. OPOLE–NIEMODLIN VULKÁNI TERÜLET BAZALT ELŐFORDULÁSAI

Opole térségében öt feltárásból 13 kőzetmintát gyűjtöttünk be. A petrográfiai vizsgálatok szerint, egy minta kivételével (BP-1., nefelinit) a többi minta bazanitnak tekinthető (Birkenmajer et al., 1970). Ezek a kőzetek általában nagyon kemény, sötét színű, üde kőzetek.

Makroszkopikusan az utólagos bontás jelei nem ismerhetők fel. Ezen a területen a bazaltos magma általában nagyvastagságú lávaár formájában tör a felszínre. A fúrási adatok alapján az egymásra települő lávafolyások vastagsága gyakran meghaladja a 20-30 métert. Leginkább a működő kőbányákban, jól látható a bazaltos kőzetek és a fekvését képező felső-kréta üledékes összlet közötti kontaktus, valamint a vulkáni felépítmény belső szerkezete (réteg vulkán, vulkáni kürtő, a kürtőt kitöltő lávadugó, lávafolyások és a közbetelepülő breccsák, tufás, piroklasztikus rétegek). Ilyen esetekben mindig arra törekedtünk, hogy lehetőség szerint minél alaposabban megmintázzuk a vulkáni szerkezeten belül feltárt különböző részeket (Birkenmajer és Pécskay, 2002).

A K/Ar koradatok ismertetése előtt, fel kell hívnom a figyelmet arra a módszertani problémára, amely a bazaltos kőzetek eredetével illetve az ezzel összefüggő alacsony K-tartalommal, ~0,6% (4.1. táblázat) hozható kapcsolatba.

A bazaltos összetételű viszkózus magma rövid idő alatt, nagy sebességgel tört a felszínre. Ennek következtében előfordulhat, hogy a kőzetté válás előtt (zárt rendszer kialakulása) a magma nem tudott tökéletesen kigázosodni, így „öröklött argon” marad a kőzetben, vagyis az izotóp óra nem nulláról indul. Ezt a „földtani hiba” lehetőséget még súlyosbíthatja az az esemény, hogy a magma gyors felnyomulása során idősebb xenolitokat/xenokristályokat ragad magával. Hasonló módszertani probléma jelentkezik víz alatti környezetben lejátszódó bazaltos vulkáni kitörés esetében is. Ezek az effektusok eredményezik, hogy az analitikai korok idősebbek lesznek a valódi földtani koroknál. Ez a jelenség különösen szignifikáns következménnyel jár az alacsony K-tartalmú bazaltok esetében, mivel kis mennyiségű „többlet Ar” hozzákeveredése a radiogén Ar-hoz, az analitikai kor jelentős növekedését idézi elő.

A fentiekből adódóan az Alsó Sziléziából származó bazaltok geokronológiai vizsgálatánál mindig figyelemmel kell lennünk erre a hibaforrásra, amely a földtani- és analitikai korok közötti eltérést okozhatja. Ezért rendkívül fontos a bazaltos vulkáni formák település viszonyának a pontos ismerete, valamint lehetőség szerint, a közösen begyűjtött kőzetmintán a paleomágneses és geokémiai analízisek elvégzése illetve a mérési adatok közös kiértékelése.

Opole térségében feltárt bazaltos lávaárakon meghatározott K/Ar korok (21,2-30,5 millió év, 4.1. táblázat, Birkenmajer és Pécskay, 2002), túlságosan nagy időintervallumot fognak át, amely látszólag ellent mond a terepi megfigyeléseknek. A kőfejtőben jól láthatóan elkülöníthetők a különböző vulkáni fázisba tartozó, egymásra települő lávafolyások, a közbetelepülő törmelékes rétegek alapján. Ugyanakkor ez a földtani adat nem magyarázza az időben elhúzó-

dó vulkáni tevékenységet. Szintén problémát jelent a vulkáni dugókon meghatározott idősebb analitikai korok ténye (29,0-30,5 millió év).

További gondot jelent a lávadugók, lávaáraknál idősebb analitikai kora, ami nagy valószínűséggel a „többlet argon” következménye (Birkenmajer és Pécskay, 2002). A korábbi kor-meghatározások eredményeit is figyelembe véve (Kruczyk et al. 1973, 1977a, b) Opole térségében a vulkáni tevékenység kb. 30 millió éve kezdődött és valószínűleg 26-28 millió év között érte el a paroxizmusát. A középső- és késő oligocénben lejátszódó vulkanizmus nem tekinthető folyamatosnak, hanem rövidebb-hosszabb vulkáni csenddel megszakítva a különböző típusú vulkáni kitöréseket, szakaszos működés eredményeként alakult ki a térségben a bazaltos vulkáni mező. A vulkanizmus jellegére vonatkozóan ezt a feltevést erősíti meg a paleomágneses vizsgálati eredmény, amely szerint az idősebb vulkáni kőzeteken reverz polaritás (~30 millió év), míg Gracze környéki fiatalabb bazaltokon (25,5±1,2 millió év) normál polaritás mérhető (Birkenmajer et al., 1977). A jelenlegi ismereteink alapján nem zárható ki teljes biztonsággal egy miocén vulkáni fázis létezése is, amely egy hosszabb vulkáni csend után a korai miocénben újraéledő magmás tevékenységet jelenti. Erre vonatkozólag nincs közvetlen földtani bizonyítékunk, viszont a környezeti analógiák nem mondanak ellent ennek a feltételezésnek (Birkenmajer et al., 2002b).

4.3. SZUDÉTÁK ELŐTERE (FORE-SUDETIC BLOCK); DEBOWIEC–STRZELIN–NIEMCZA–STRZEGOM–JAWOR–LEGNICA TÉRSÉGE

Ebben a részben a Szudéták előterében feltárt harmadidőszaki bazaltokon végzett terepi megfigyeléseimet és kormeghatározásaim eredményeit foglalom össze. Az analitikai adatokat a 4.1. táblázat tartalmazza, a kőzetminták származási helyeinek területi eloszlása a 4.3. térképen látható.

A vizsgált terület keleti szegélyén található Strzelin városától elindulva, mintegy 90 km-en ÉNy felé haladva, Legnica térségéig elsősorban működő és felhagyott kőbányákból és néhány természetes feltárásból 12 bazaltos kőzetmintát gyűjtöttünk be komplex kutatási programunkhoz (Birkenmajer et al., 2002b, 2004, Badura et al., 2005).

4.3.1. DEBOWIEC–POGRODA TÉRSÉGE

Öt kőzetmintán végeztem kormeghatározást ebből a térségből. A koradatok földtani jelentéssel bírnak, amelynek alapján két vulkáni fázis világosan elkülöníthető (4.1. táblázat); $30,33 \pm 1,09$ millió év, és $29,09 \pm 1,07$ millió év a „legidősebb vulkáni fázist”, és $20,67$ – $21,75$ millió év (akvitáni emelet) a korai miocénben lejátszódó „fiatalabb vulkáni fázist” képviseli (Badura et al., 2005). Ezek a kőzetek a magasabb K-tartalommal rendelkező bazaltok csoportjába sorolhatók, ezért analitikai szempontból nagyobb pontossággal mérhetők.

Strzelintől DNy-ra, Targowica és Janowiczki működő kőfőjtőkben ideális földtani környezetben, hat egymástól jól elkülöníthető lávafolyásból vettünk kőzetmintákat. A K/Ar koradatok $18,54$ millió év és $28,72$ millió év kortartományon belül váltakoznak. Egy analitikai kor kivételével (BP-22., K/Ar kora: $25,32 \pm 1,06$ millió év, amely fiatalabb a felette települő második lávaár koránál: $27,94 \pm 1,16$ millió év) a többi radiometrikus koradat tükrözi a földtani események valódi sorrendjét. A diszkordáns kor a bazaltár és a fekéjét képező metamorf kőzet közötti kontakt kölcsönhatás következtében létrejövő intenzív kőzetátalakulással, illetve az ezzel együtt járó Ar veszteséggel magyarázható.

A Kowalskie–Zelowice felhagyott kőbányában, viszont ma már csak nagyon nehéz körülmények között lehet kőzetmintát begyűjteni. Ennek köszönhetően nem találtuk meg Birkenmajer és munkatársai (1970) által részletesen leírt feltárást. Végül egy alkalmas mintát vettünk (BP-23., K/Ar kora: $27,65 \pm 1,32$ millió év), amelynek radiometrikus kora megerősíti ebben a térségben a katti emeletben lejátszódó bazaltos vulkanizmus tényét.

Niemcza környékén szintén rendkívül kedvezőtlenek a terepi viszonyok. A felhagyott, teljesen elvadult környezetben (BP-24., Gilów-I. és BP-25., Gilów-II.) lehetetlen az eredeti vulkáni formák leírása, a különböző képződmények közötti kontaktus felismerése. Ennek ellenére, szerencsére a két K/Ar koradat ($19,99 \pm 0,77$ millió év és $19,84 \pm 0,77$ millió év) földtani jelentéssel bír, és egyben igazolja a korai miocénben újraéledő bazaltos vulkáni tevékenység létezését (Birkenmajer et al., 2004).

Strzegom térségében számos felhagyott kőfőjtőben tanulmányozható a bazaltos vulkáni kiterések által létrehozott különböző vulkáni szerkezet. A terepi munkánk során az újabb megfigyelések és diszkussziók alapján, az eredetileg vulkáni dugóként (plug) leírt formákat (Birkenmajer 1967, Birkenmajer et al., 1970) „lávaárakra” módosítottuk (BP-26. és BP-28. Birkenmajer et al., 2004).

Żelazowa felhagyott kőfejtőjében a bazalt feltárását Kural (1982) vulkáni dugóként írta le, amely áttöri a variszkuszi gránitot. Az általunk begyűjtött kőzetmintán végzett geokémiai analízisek szerint, a kőzetnek a helyes litológiai elnevezése; alkálibazalt vagy bazanit (Birkenmajer et al., 2004).

Strzegom térségében mért négy K/Ar koradat közül a BP-28. mintán meghatározott $23,56 \pm 0,91$ millió év feltehetően idősebb a vulkáni működés valódi koránál.

A diszkordáns kort valószínűleg az „öröklött Ar” jelenléte okozta. Ugyanakkor az egymással jól egyező radiometrikus korok alapján, ebben a térségben is – Niemcza környékéhez hasonlóan – a bazaltos láva felszínre való jutásának legvalószínűbb kora 20 millió évre tehető (akvitáni/burdigalai emelethatár közelében).

4.3.2. JAWOR ÉS LEGNICA KÖZÖTTI VULKÁNI TERÜLET

A Szudéták előterének nyugati szárnyán, Jawor és Legnica között, talán a legtöbb feltárása található a terciér bazaltoknak. Egyben ez azt is jelenti, hogy a vizsgált területek közül a bazaltos kőzetek térfogata itt éri el maximumát. Gyakran nagy vastagságú lávafolyások, rétegvulkánok, lávadugók, ritkábban kőzet- és teleptelések formájában jelennek meg a felszínen (Jerzmanski 1965, Birkenmajer és Nairn, 1969, Birkenmajer et al., 1970).

Kutatási programunk keretében két feltárást tanulmányoztunk részletesen ezen a területen (Winna Góra-hegy és Mecinka). A többi feltárás komplex vizsgálata egy másik tudományos projekt részét képezte, amelyben elsősorban az analitikai munka elvégzése és a koradatok értelmezése volt a fő feladat, és csak részlegesen tudtam részt venni a terepi munkában. Ezért ebben az esetben elsősorban az analitikai adatok kiértékelésére szorítkozom.

A Winna Góra hegy, Winnica működő kőbányájának K-i és ÉK-i falából (vulkáni dugók) vettünk egy-egy mintát. Ezt a kőzetet eredetileg trachandezitnek (Jerzmanski 1965) majd később hawaiiitnak írtak le (Kozłowska-Koch, 1965). Az újabb kőzettani- és geokémiai vizsgálatok szerint a kőzet helyes elnevezése; alkáli bazalt (Birkenmajer et al., 2002b). A két kőzetminta teljes kőzetén kitűnően egyező korai miocén korokat ($21,62 \pm 0,93$ millió év é $21,96 \pm 1,36$ millió év) határoztam meg.

Mecinka működő kőfejtőjéből szintén két kőzetmintát gyűjtöttünk be. A kőbányában jól látható a nagyvastagságú lávafolyás (20-25 m) és az abba belenyomuló intrúzió közötti kontaktus. Ezeket a kőzeteket eredetileg szintén trachandeziteknek írták le (Jerzmanski 1965).

Az újabb petrográfiai vizsgálatok alapján a BP-32. kőzetet bazanit-nak és a BP-33. mintát pedig olivinbazalt-nak határozták meg (Birkenmajer et al., 2002b).

Ez a feltárás tudománytörténeti jelentőséggel bír, mivel Urry (1936) innen származó kőzetmintán 34 ± 2 millió év és 29 ± 2 millió év (oligocén) korokat mért, a hélium módszer alkalmazásával.

Kruczyk és munkatársai (1977b) ellenőrizték a korábbi kormeghatározás eredményeit, K/Ar módszerrel, melynek során $15,5\pm 2,5$ millió év (középső miocén) kort kaptak eredményül.

Az általunk begyűjtött lávaárból származó bazaniton $21,05\pm 0,85$ millió év, és abba bele-nyomuló olivinbazalt intrúzió teljes kőzetén pedig $18,66\pm 0,82$ millió év kort mértem. A két K/Ar koradat tökéletes összhangban van a földtani adatokkal, ezért indokolt a korábbi koradatok átértékelése és a korai miocén kor elfogadása.

Ellentétben az Opole térségében csak feltételezett miocén vulkáni fázis létezésével (Birkenmajer et al., 2002a) a fenti négy koradat egyértelműen igazolja a késő oligocénben elkezdődött bazaltos vulkáni tevékenység újraéledését a korai miocénben (Birkenmajer et al., 2002b).

A Szudéták előterének Ny-i határából, Legnica térségből, három feltárásból gyűjtöttünk kőzetmintát.

Mikolajowice működő kőbányájában feltárt vulkáni dugóból egy mintát vettünk (BP-40). Ezt a kőzettípust Kozłowska–Koch (1987) bazanit-nak írta le. Az újonnan elvégzett kőzettani vizsgálatok összhangban vannak a korábbi litológiai besorolással (Birkenmajer et al., 2004). A vékonycsiszolati leírás szerint a begyűjtött mintánk teljesen üde, porfirozotus szövetű kőzet, amelynek sem a fenokristályai, sem az alapanyaga nem mutat elváltozást, valamint mentes a xenokristályok és az idegen zárványok „földtani hibát” okozó jelenlététől. Következésképpen a kőzetten meghatározott K/Ar kort földtani korként kezelhetjük.

Pawlowice és Lubien felhagyott kőbányáiból további egy-egy kőzetmintát (BP-41. és BP-42.) gyűjtöttünk. Kőzettanilag az első kőzetet plagioklászbazalt-nak (Wojno et al., 1951), a második kőzetet pedig trachibazalt-nak határozták meg (Wojno et al., 1951, Birkenmajer et al., 1970). Az általunk begyűjtött kőzetmintákon elvégzett vizsgálatok alapján, mindkét kőzetet bazanitként tárgyaljuk (Birkenmajer et al., 2004). A K/Ar kormeghatározásaim szerint a fenti kőzetek két különböző vulkáni kitörés termékei. Az idősebb lávaár kora: $26,67\pm 1,03$ millió év, míg az intrúzió kora: $21,89\pm 0,87$ millió év. Chojnów központjában található bazalt blokk-

ból vett mintán meghatározott koradatot ($27,84 \pm 1,16$ millió év), nyilván nem lehet „alapadat-ként” kezelni, mivel a blokk eredeti származási helye bizonytalan.

Jawor és Zlotoryja között húzódnó fő tektonikai vonal (FSMF) mentéről hat különböző feltárásból történt mintagyűjtés. A tektonikai vonal tulajdonképpen a Szudéták előterét választja el az Észak-Szudéta Süllyedéktől (NSD). A kiválasztott feltárások néhány km-re találhatók egymástól a tektonikai vető É-i és D-i oldalán (3-3 mintavételi hely). A BPZ-5.-6.-7. minták a Szudéták előteréből, a BPZ-9.-12. és BP-34. minták pedig az Észak-Szudéta Süllyedék területéről lett begyűjtve (Badura et al. 2005, Birkenmajer et al., 2007).

A szerkezeti mozgásból adódóan (Sudetic Marginal Fault) Jawor és Zlotoryja között húzódnó mély tektonikai árokban, az egész alsó-sziléziai bazaltos vulkáni területen belül a legjobb lehetőség kínálkozik a vulkáni rétegsor részletes tanulmányozására (Badura et al. 2003). Értelemszerűen a morfológiai sajátosságoknak köszönhetően ezen a viszonylag kis területen belül végeztük a legrészletesebb terepi munkát (14 kőzetmintát gyűjtöttünk, többszöri alkalommal, legtöbb esetben nagyon jó feltárásokból).

Kőzettani jegyeket tekintve, lényegében két csoportba sorolhatók ezek a kőzetek:

- a) bazanitok,
- b) melanefelinitok (Kochanowska és Zygadlo, 1984, Kozłowska-Koch, 1987, Białowolska 1993, Birkenmajer et al., 2007).

A vulkáni formákat illetően, az előzőekben leírt területekkel ellentétben jelen esetben a radiometrikus és paleomágneses vizsgálatokra alkalmas mintákat lényegében az intrúziókból gyűjtöttük be. A legjobb feltárások kiválasztásában, a kőbányák földtanát részletesen tárgyaló dolgozatra (Zagożdżon, P. 2001) támaszkodtunk és az ábra anyagát felhasználtuk a mintavételi helyek pontos dokumentálására. A területről származó kőzetminták analitikai vizsgálatokra való alkalmasságát nagymértékben elősegítette – különösen a miocén minták esetében – a kiválasztott minták viszonylag magas K-tartalma. (4.1. táblázat, K-tartalom: 0,9-1,2%). A vulkáni sorozaton belül a legidősebb képződmények kora 31,3-31,6 millió év (rupéli). Ez a kor egyben a magmás tevékenység kezdetét is jelenti ezen a területen. A kicsit idősebb analitikai kor (BPZ-12., K/Ar kora: $33,67 \pm 1,48$ millió év) valószínűleg a kőzetben előforduló idősebb xenolitoknak a következménye (Badura et al., 2005). A 2. fázisba sorolt kőzetek kora; 27,8-27,9 millió év (katti), amely összhangban van a kőzeteken meghatározott normál polaritással. A miocén sorozaton belül nyolc mintán végeztem kormeghatározást. A K/Ar korok 18,7-21,1 millió év kortartományba esnek. A jól egyező radiometrikus korok igazolják a miocén vulkáni fázis tényét. Ugyanakkor a koradatokból arra is következtethetünk, hogy az

akvitáni emeletben újraéledő magmatizmus (~21,0 millió év), szakaszos működéssel áthúzódott a burdigalai emeletbe is, illetve kb. 18,7 millió év fejeződött be. (Badura et al., 2005, Birkenmajer et al., 2007). A BPZ-10. mintán meghatározott $24,46 \pm 0,99$ millió év kor, valamint figyelembe véve, hogy ez a minta lávafolyást reprezentál, ezért ennek a kőzetnek az eredete valószínűleg egy Legnica környékén található kitörési központhoz köthető (Birkenmajer et al., 2004).

4.4. SZUDÉTÁK

JELENIA GÓRÁBÓL öt mintát gyűjtöttünk, öt különböző feltárásból. Három kőzetmintát melanefelinitnek (ankaratrite) és a további kettőt pedig bazanitnak sorolták be (4.1. táblázat). A BP-43. és SK-10. intrúziók, amelyek koruknál sokkal idősebb kőzetbe nyomultak be, ezért koruk csak radiometrikus kormeghatározással adható meg. A másik három minta (BP-44A., BP-45. és BP-46A.) közvetlenül a vulkáni üstből, a kitörési centrumból lett begyűjtve. A K/Ar korok alapján mind az öt minta a felső-oligocénben (katti emeletben) lejátszódó magmás tevékenységnek a terméke. A legfiatalabb kor ($23,4 \pm 1,1$ millió év) feltehetően argon veszteség miatt (üveges alapanyag) csak minimális kornak tekinthető. A többi koradat viszont egyidejű magmás tevékenységet valószínűsít a mért korintervallumon belül (25,3-27,8 millió év, Birkenmajer et al., 2011). A területről utólagosan begyűjtött két mintán (BPZ-8, BPZ-13) meghatározott idősebb korok a területen lejátszódó idősebb vulkáni fázisra utalnak.

A LUBAN–ZGORZELEC/GÖRLITZ–BOGATYNIA háromszög által határolt terület átmeneti vulkáni zónát képez (4.3. térkép) nyugat felé. Németország DK-i részén található Lausitz vulkáni mező, és DNy-i irányban Csehország ÉNy-i szögletében fekvő Doupovské hory-hegység, és Cseh-középhegység között. Lausitz térségéből leírt vulkáni kőzetek típusa, lényegében megegyezik az alsó-sziléziai bazaltok litográfiájával, döntően alkáli bazaltok, bazanitok és olivinnefelinitek. A K/Ar koradata alapján a vulkáni tevékenység a késő oligocénben kezdődött és korai miocénben fejeződött be (Todt és Lippolt, 1975b). A cseh oldalon az alkáli vulkanizmus szinte „teljes skálája” tanulmányozható. Nem véletlen, hogy ez a vulkáni terület mindig a geológiai kutatások középpontjában állt. Különösen nagy hangsúlyt fektettek a kőzettani, geokémiai, paleomágneses, majd később az izotópos vizsgálatokra. A 70-es években már elkezdődtek a geokronológiai vizsgálatok is (Pfeiffer és Pilot, 1974, Todt és Lippolt 1975b, Kopecky 1978).

A 90-es évektől kezdődően tudományos együttműködések keretében a debreceni K/Ar laboratórium is bekapcsolódott a Csehországban szervezett földtani projektekbe. A szisztematikus munkának köszönhetően folyamatosan jelentek meg a közös publikációk, magában foglalva a legújabb geokronológiai eredményeket is (Ulrych et al., 1999, 2002, 2003, Rapprich et al., 2007, Cajz et al., 2009b, Skácelová et al., 2010, Sakala et al., 2010). A fentiek alapján megállapítható, hogy a cseh oldalra eső vulkáni területnek a földtani ismertségi szintje sok vonatkozásban meghaladja a lengyel terület „megkutatottságának” a fokát.

4.5. A SZUDÉTÁK NYUGATI ELŐTERE

A Szudéták Ny-i előteréből kilenc feltárásból származó 17 kőzetmintán végeztem kormeghatározást (4.1. táblázat). A BP-52. bazanit minta kivételével, amelynek K/Ar kora: $22,2 \pm 0,7$ millió év (akvitani), az összes többi mintán oligocén kort határoztam meg. A legidősebb kor a BP-47A. trachibazalton adódott, amely bár nagyon finom szemcsés, de az alapanyag nem mutat elváltozást. Ezért nem indokolt jelentős fiatalodást feltételezni, vagyis az analitikai kor jó közelítést ad a kőzet képződési korára és annál nem lehet fiatalabb.

A melanefeliniteken (ankaratrite) mért radiometrikus korok 24,8-29,4 millió év között változnak. A kortartományon belül 2 vulkáni fázis elkülöníthető:

- a) idősebb vulkáni fázis (27 millió évnél idősebb lávafolyások) – rupéli/katti
- b) fiatalabb vulkáni fázis (27 millió évnél fiatalabb lávaárak) – katti

A legrészletesebb koronológia munkát ezen a területen Zareba helység határában működő kőbányában végeztem. A kőbánya alsó szintjéből három kőzetmintát (BP-53. C, D, E), a felső szintjéből pedig két mintát (BP-53. A, B) gyűjtöttem be K/Ar kormeghatározásra. Ugyan ebből a pontokból kiválasztott mintákon a geokémiai és paleomágnese méréseket is elvégezték. A kőbányából származó kőzetmintákon meghatározott K/Ar korokból és a paleomágnese adatokból levonható következtetések nincsenek összhangban egymással.

A paleomágnese mérési eredmények szerint a nagyvastagságú bazaltos összlet kialakulása egy vulkáni eseményhez köthető. Ezzel szemben a K/Ar koradatok, két korban elkülöníthető vulkáni fázis létezését valószínűsíti. Az „alsó szinten” feltárt bazalt keletkezésének kora 27,3 millió évre (átlagos kor) tehető, amely tökéletesen megegyezik a szomszédos Luban kőbányájában feltárt bazalt korával (BP-51.). Ugyanebből a szintből származó BP-53.C kőzet-

minta idősebb K/Ar kora csak formális analitikai korként kezelhető, ami valószínűleg a többlet Ar jelenlétének a következménye.

A felső szintből begyűjtött kőzetmintákon (BP-53. A, B) meghatározott átlagos kor (25,0 millió év) a Stozek Perkuna kőbányájában feltárt, azonos típusú kőzeten (ankaratrite) mért K/Ar korral mutat hasonlóságot.

Figyelembe véve a környezeti analógiákat, megállapíthatjuk, hogy Luban térségében levő bazaltos vulkánok különböző időben voltak aktívak, különböző térfogatú és összetételű lávát juttatván a felszínre. Ebből következik, hogy a magmás polatítás azonossága önmagában nem nyújt elegendő bizonyítékot a vulkáni tevékenység egyidejűségére vonatkozóan, hiszen különösen a felső-oligocénban viszonylag rövid időközönként változott a magmás polaritás. ugyanakkor az azonos mágneses polaritás megerősíti az ugyan azon mintákon mért azonos radiometrikus korok érvényességét, földtani jelentését. Ellenkező esetben (pl. BP-54. és BP-55. sz. minták) a különböző mágneses polaritások egyértelműen eltérő időben lejátszódó földtani eseményhez köthetők (29,4 millió év és 26,5 millió év).

A cseh-lengyel határ közeléből begyűjtött trachitos minták esetében (BP-56. A, B) az idősebb K/Ar kort (29,3 millió év) tekintem a kőzet képződési korának. Ugyan ebből a feltárásból származó másik minta (BP-56. B) fiatalabb kora (27,0 millió év) - valószínűleg a kőzet alapanyagának bontottsága miatt – a kőzetet ért utóhatásnak a következménye.

Az idősebb kor mellett szól az a kronológiai érv is, hogy a hasonló típusú kőzeten (BP-47.A, trachibazalat) $30,7 \pm 1,2$ millió év adódott.

Összességében megállapítható, hogy a Szudéták Ny-i és É-i előterében feltárt alkáli bazaltok képződési kora felső-oligocén, csak szórványosan fordult elő vulkáni működés a miocénban és az alsó-oligocénban (4.1. ábra, Birkenmajer et al. 2011).

4. 6. MORÁVIAI PLIOCÉN-PLEISZTOCÉN ALKÁLI BAZALT VULKANIZMUS

A harmadidőszaki alkáli bazaltok külön csoportját képezik a cseh-lengyel országhatár mentén feltárt fiatal vulkáni formák. a lengyel oldalon összesen három feltáráásban (Lutynia (2) és Ladek Zdrój (1) tanulmányozható az alkáli bazaltok elterjedése, míg az É-moráviai területen három település környékén (Bruntál, Zálesi és Opava) törnek a felszínre a különböző méretű bazaltvulkánok.

A kőzetek kémiai összetétele alapján olivin nefeliniteket és nefelin bazanitokat különböztette meg (Bart, 1977., Ulrych et al 1999) a lengyel oldalon pedig bazanitoknak határozták meg ezeket a kőzeteket.

A vulkánok morfológiája valamint a települési viszonyuk alapján a vulkáni működés kora – a radiometrikus koradatok hiányában – pleisztocén-pliocén korokat feltételeztek (Horský et al., 1972, Kopecký 1987). A paleomágneses adatok szerint Birkenmajer és társai (1970) pleisztocén kort javasolták a normál mágnesezettséggel rendelkező bazanitok képződési korára. A moráviai bazaltok Šibrava és Havlíček (1980) közöltek először pleisztocén-pliocén korokat, majd Ulrych és munkatársai (2011) elsősorban az izotópgeokémiai adatokra alapozva, a Bohámi masszívum legfiatalabb alkáli bazaltjainak írták le ezeket a kőzeteke. A szerkezet-földtani vizsgálatok szerint a vulkáni tevékenység kialakulásában döntő szerepet játszott a töréses tektonika és az oldal eltolódásos elmozdulások ("Sudetic Marginal Fault", Štepančíkova et al., 2010).

Tekintettel arra, hogy csak szórványos mintagyűjtés történt ezen a vulkáni területen, és az analitikai munkát különböző laboratóriumokban végezték, ezért nem sikerült adekvát választ adni a vulkanizmus időbeli lefolyására vonatkozóan.

Ezért 2000-ben elvégeztük a terepi munkát Ladek Zdrój térségében (3 minta), majd Moráviában hat különböző feltárást tanulmányoztunk.

A cseh kollégák újabb kutatási programjának köszönhetően 2010-ben részletes vulkanológiai és magnetosztatográfiai vizsgálatokat végeztek ugyanezen a területen, amelynek során a korábbi mérések ellenőrzése, illetve kiegészítése céljából további kőzetmintákat gyűjtöttünk be K/Ar kormeghatározásra.

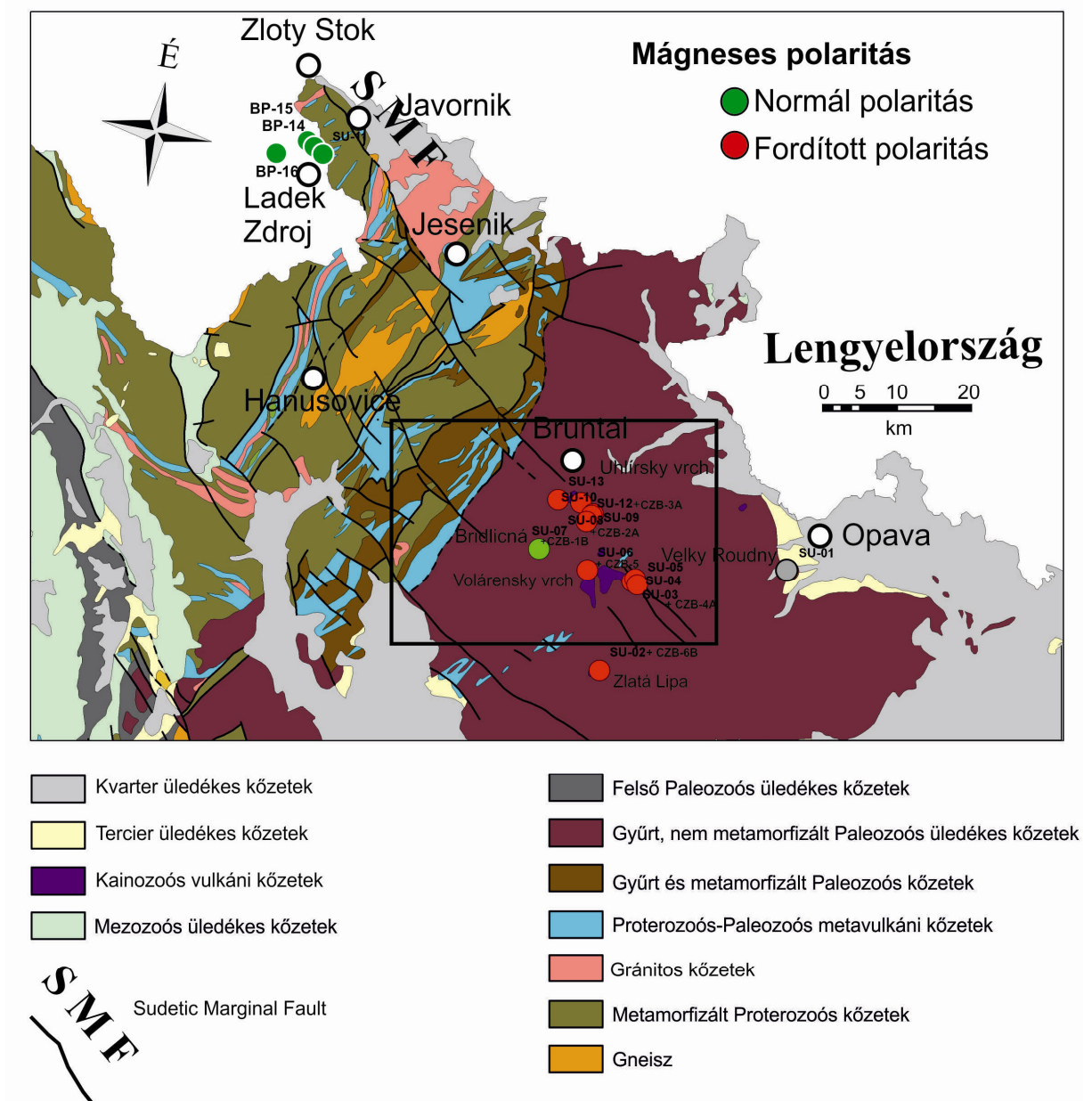
A mintavételi pontokat a 4.4. térképen tüntettem fel, az analitikai adatokat és a K/Ar korokat a 4.2. táblázatban foglaltam össze. A geofizikai és radiometrikus koradatok kiértékelése során az alábbi következtetésekre jutottunk.

Ladec Zdrójnál az alsó-paleozoos kristályos palán áttörő Lutynia vulkán alkáli bazaltjának a kora 3,83-5,46 millió év (pliocén/zanclai emelet), amely magába foglalja a több fázisú vulkáni tevékenység időtartamát. Ezeket a korokat megerősíti a kőzeteken mért normál mágnesezettség. Mindezen adatoknak a figyelembe vételével a pleisztocén kor kizárható (Birkenmajer et al. 2002a, b).

Ezzel szemben az észak-moráviai területen mért K/Ar korok lehetővé teszik a vulkáni tevékenység tér-időbeli eloszlásának részletesebb elemzését.

A legmegbízhatóbb kronológiai adat az egész vulkáni területre vonatkozóan – a Velký Roudný vulkán működésével kapcsolatos, mivel öt különböző kőzetmintán hibahatáron belül egyező korok adódtak (K/Ar korok: 2,21-2,48 millió év; pliocén/gelasi emelet) és fordított polaritás, ami tökéletes összhangban van a mért korintervallummal. Lényeges megjegyezni, hogy a radiometrikus korok térbeli eloszlásának figyelembe vételével nem beszélhetünk egyértelmű É-D-i fiatalodási irányról, (Birkenmajer et al. 2004) bár kétségtelen, hogy a moráviai területen a pleisztocén vulkáni fázis az Uhlířský vrch, Venušina Sopka és Zlatná Lupa vulkánok esetében igazolható (0,83 (?)–1,79 millió év, pleisztocén), a Szudéták déli részén viszont csak a pliocénban volt alkáli bazaltos vulkáni tevékenység (Cajz et al., in print).

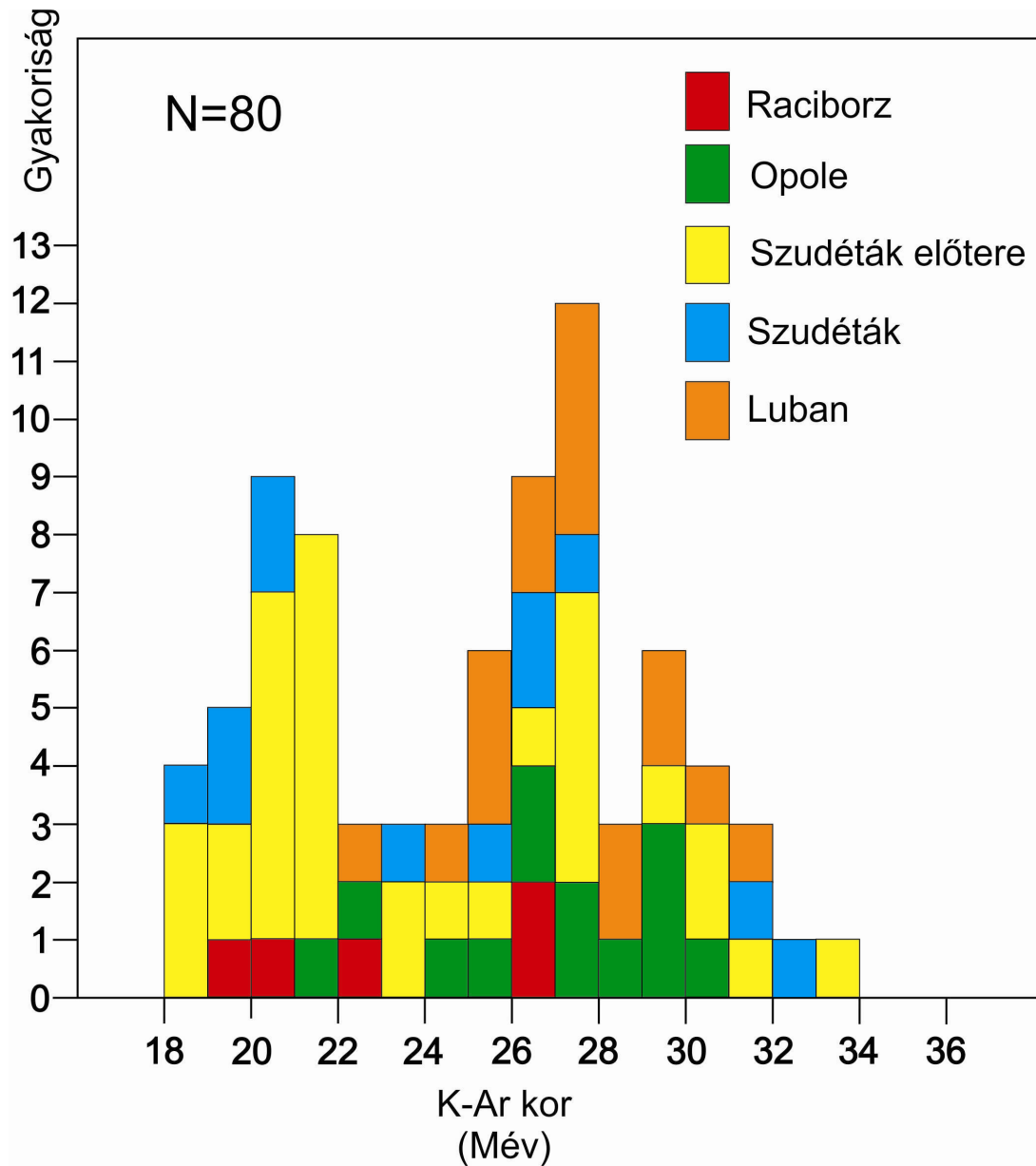
Összességében megállapítható, hogy a vizsgált területen a pliocénban és pleisztocénban mint egy 4 millió éven keresztül volt alkáli bazaltos vulkáni tevékenység, amely rövid vulkáni szünetek után a tektonikai hatások következtében többször újra éledt.



Geological data adapted from: geoportal.cenia.cz; modified by V. Cajz (2011)

4.4. térkép: A vizsgált késő-kainozoos vulkáni terület (ÉK-Bohémiai masszívum) egyszerűsített geológiai térképe a kőzetminták származási helyével és azok mágneses polaritásának feltüntetésével

dc_213_11



4.1. ábra: A harmadidőszaki alkáli bazaltok K/Ar koreloszlása a vizsgált területekre vonatkozóan

4.2. táblázat: Moráviai pliocén-pleisztocén alkáli bazaltok K/Ar kora

K/Ar szám	Mintas szám	Származási hely	Kőzet-típus	Vulkáni forma	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar age $\pm\sigma$ (Mév)
5373/A	CZB-4A	VELKY ROUDNY			0,89	$1,155 \times 10^{-7}$	20,2	$3,35 \pm 0,23$
5375/B	CZB-6B	ZLATA LIPA			1,08	$7,526 \times 10^{-8}$	16,4	$1,79 \pm 0,15$
5370/B	CZB-1B	BRIDLICNA			1,31	$1,909 \times 10^{-7}$	9,1	$3,74 \pm 0,56$
5371/A	CZB-2A	UHLIRSKY VRCH			0,66	$3,973 \times 10^{-8}$	14,1	$1,54 \pm 0,15$
5372/A	CZB-3A	VENUSINA SOPKA			1,12	$3,652 \times 10^{-8}$	9,6	$0,83 \pm 0,12$
5374.	CZB-5	VOLARENSKY URCH			1,12	$1,066 \times 10^{-7}$	27,2	$2,45 \pm 0,13$
8012.	SU-03	BILCICE active quarry		middle of flow	0,97	$8,845 \times 10^{-8}$	23,4	$2,33 \pm 0,14$
8013.	SU-04	SLEZSKA HARTA dam	Olivine bas-alt	upper lava	0,95	$8,169 \times 10^{-8}$	19,3	$2,21 \pm 0,16$
8014.	SU-05	SLEZSKA HARTA old quarry		Flow-surface	0,75	$6,945 \times 10^{-8}$	10,9	$2,37 \pm 0,29$
8015.	SU-06	VOLÁRNA old quarry		Relic of flow	0,98	$9,519 \times 10^{-8}$	11,1	$2,48 \pm 0,31$
8016.	SU-09	MEZINA “Nather “old quarry		Lava flaw	1,45	$7,096 \times 10^{-8}$	11,1	$1,26 \pm 0,16$
8017.	SU-12	VENUSINA SOPKA Cinder cone		Cinder cone	1,19	$9,872 \times 10^{-8}$	27,3	$2,14 \pm 0,08$
5571.	BP-15	LUTYNIA II			1,25	$1,872 \times 10^{-7}$	44,2	$3,83 \pm 0,17$
5570.	BP-14	LUTYNIA I			1,29	$2,293 \times 10^{-7}$	43,0	$4,56 \pm 0,20$
5572.	BP-16	LADEK ZDRÓJ			0,78	$1,658 \times 10^{-7}$	48,1	$5,46 \pm 0,23$

5. BULGÁRIA ÉS GÖRÖGORSZÁG HARMADIDŐSZAKI VULKANIZMUSÁNAK GEOKRONOLÓGIÁJA

5.1. BULGÁRIÁBAN VÉGZETT KUTATÁSAIM TUDOMÁNYTÖRTÉNETI HÁTTERE

Több mint 20 évvel ezelőtt jött létre az első hivatalos tudományos együttműködésem a bulgár kollégákkal. Azóta csak rövid megszakításokkal, lényegében folyamatosan végezzük közös vizsgálatainkat.

Az eredeti kutatási témakörünk – amely részét képezte a Kárpát–Balkán Geológiai Bizottság (CBGA) Magmás Szekciójának kutatási programjának – Bulgária harmadidőszaki magmatizmusának komplex kutatása volt. Ebből következik a vizsgált terület földrajzi helyzete, (lényegében Bulgária déli részén húzódó paleogén vulkáni vonulat) és a kutatótársaim névsora, akik ennek a területnek a szakértői: Alexandra Harkovska, Peter Marchev és Yotzo Yanev, a Bulgár Tudományos Akadémia Geológiai Intézetének tudományos főmunkatársai.

A pénzügyi lehetőségek függvényében, mindig törekedtünk a minél részletesebb és alaposabb terepi munka végzésére. A munkánkkal kapcsolatos kiadásokat a Magyar- és Bulgár Tudományos Akadémiák közötti tudományos együttműködés pénzügyi keretéből, illetve a sikeres pályázataink költségvetéséből fedeztük.

Az elmúlt évek során húsz különböző földtani probléma megoldásában használtuk fel az általam végzett kormeghatározásokból összeállított adatbázisunkat. Ezekkel a vizsgálatokkal kapcsolatos vulkáni területeket a 5.1. térképen tüntettem fel. A legfontosabb kronológiai adatokat a 5.1. táblázatban foglaltam össze.

Meg kell említeni, hogy a sikeres munkánk és az új tudományos eredményeink lehetővé tették, hogy kutatásainkat kiterjesszük az országhatárokon túli területekre is, ami döntően elősegítette az összetett regionális jelentőségű földtani problémák megoldását is.

Ennek a ténynek a következménye, hogy részt vehettem egy évtizeden keresztül Görögország harmadidőszaki vulkanizmusának kutatásában.

Eleftheriadis, Georgios Christofides és Antonios Koroneos (Aristotle University, Thessaloniki) görög kollégáimmal, valamint több évtizeden keresztül együtt dolgozhattam macedóniai és szerbiai vulkáni területeken Stevan Karamata és Vladica Cvetković (University of Belgrade) professzorokkal.

Természetesen a dolgozat kerete nem teszi lehetővé a számos külföldi publikációm és nemzetközi konferencián ismertetett közös eredmény tárgyalását. Továbbá megjegyzem, hogy

csak az összefoglaló táblázat szerepéből adódóan említtem meg a kandidátusi téziseimben leírt területeket (Levocevo kaldera, Perelik vulkáni masszívum, Mesta vulkáni komplex és Briastovo vulkán).

Eredeti célkitűzésem szerint, ebben a fejezetben olyan vulkáni területeket választottam ki bemutatásra az általam vizsgált vulkáni zónák közül, amelyek rávilágítanak a Bulgária déli részén húzódó vulkáni vonulat sajátosságos fejlődéstörténeti jegyeire.

5.2. BULGÁRIA DÉLI RÉSZÉN VÉGZETT GEOKRONOLÓGIAI KUTATÁSAIM EREDMÉNYEI

5.2.1. A KRAISHTÉ MAGMATEKTONIKAI ZÓNA (KMTZ) (Bg1 a térképen)

A paleogén vulkanitok Ny- és DNy-Bulgáriában négy, „sávszerű”, ÉNy-DK irányú magmatektonikai zónában bukkannak elő; Kraishte, Rowen, Breznitsa és Gorna Ribnitsa.

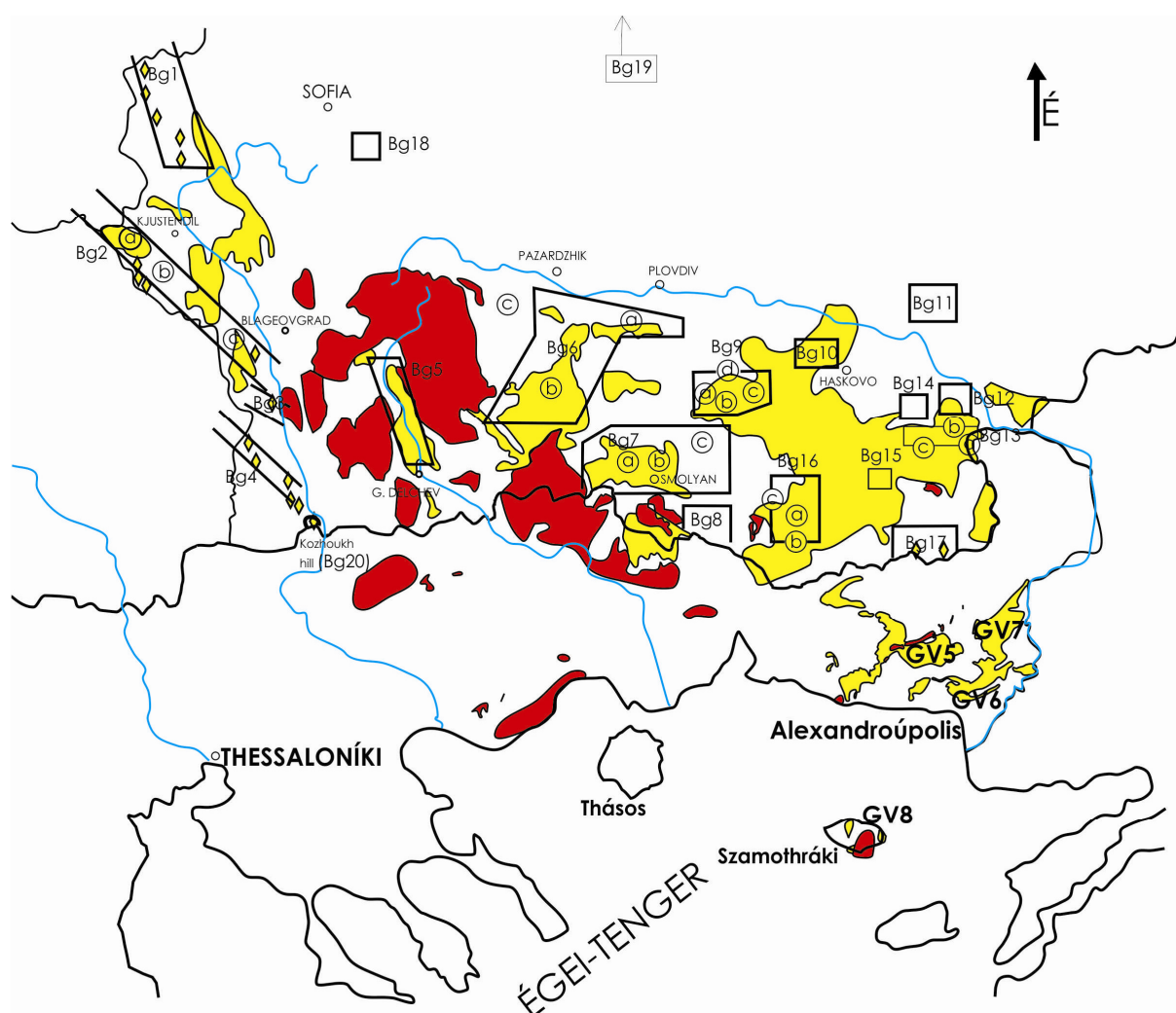
A Kraishte a legészakibb zóna (5.1. térkép), amely Trun város mellett átszeli a szerb-bulgár országhatárt, követve az eltolódás határát a Morava és Strouma régió tektonikai egységek között. Ez a zóna körülbelül 25 vulkáni testből áll – főként telérek és lakkolitok, ritkán dajkok is előfordulnak. Mindegyik vulkáni test sekély szubvulkáni szinten hűlt ki.

A Kraishte vulkanitok (KV) egységes mészkalkáli sorozat dácitjai és riodácitjai. A fenokristály összetételük a következő: biotit (5-8%) túszerű amfiból (10 mm-ig), plagioklász (An_{44-35}), kvarc és ritkán piroxén. Két különböző biotit típus különíthető el: elsődleges biotit (zöldtől-barnáig) és másodlagos (vöröstől-barnáig), amely a késő magmás (?) vagy hidrotermális folyamatok eredménye. A járulékos elegyrészek: apatit, cirkon és magnetit. A kőzeteket alacsony hőmérsékletű hidrotermás hatás érte.

A Kraishte vulkáni kőzeteit az eocén/oligocén határ közelében képződött vulkanitok közé sorolták, elsősorban a geokémiai, kőzettani és a területi analógiák alapján (Harkovska et al., 2001)

A K/Ar korok alapján (47,4-42,2 millió év) a feltételezett oligocén kor egyértelműen kizárható. tekintettel arra, hogy a $4Z_k$ mintából elválasztott másodlagos biotiton fiatalabb kor adódott (38,6 millió év), ezért a hidrotermális tevékenység fiatalító hatásából arra kell következtetnünk, hogy a teljes kőzetmintákon meghatározott K/Ar korokat minimális koroknak célszerű tekinteni. Következésképpen a Kraishte magmás tevékenységének a kora nem lehet középső-eocénnál (lutetianál) fiatalabb (Harkovska et al., 2004).

A KMTZ különbözik más, Nyugat-Bulgáriai tercier magma-tektonikai zónáktól: meredekebb ÉNy-DK-i irányultságú (150-160°); nem differenciált mészkálii egység az egységes ásványos összetétel alapján. Regionális skálán a KMTZ a 250 km hosszú késő alpi, felső-kréta – alsó-tercier szubdukcióhoz kapcsolódó magma-tektonikai szerkezet déli része, követve a középső-kréta eltolódás eróziós frontját, amit Kelet-Szerbiában Ridanj-Krepolin övként említenek, és messze északon (DNy-Romániában) Nyugat-Banatiti zónaként.



5.1. térkép: Bulgári déli részének és Görögország északi részének harmadidőszaki magmás területei (Soldatos T. 2010)

Az 5.1. térképen feltüntetett vulkáni területek számozása, amely megegyezik a táblázatban megadott felosztással

Strouma Magmatic Area

Bg1 – Kraishite magmato-tectonic zone

Bg2 – Rouen magmato -tectonic zone

- a) Precolnitsa graben
- b) Ossogovo horst
- c) Padesg graben and Lissia horst

Bg3 – Breznitsa magmato-tectonic zone

Bg4 – Gorna Ribnitsa magmato-tectonic zone

Central Rhodopes Magmatic Area

Bg5 – Mesta volcanic massif

Bg6 - Volcanics from Northern and Western Rhodopes

- a) ignimbricie bodies from Northern Rhodopes
- b) north part of the Bracigovo-Dospat ignimbricie massif
- c) scattered pre- ignimbrites intermediate to lamproidic dykes

Bg7 - Volcanics from Central Rhodopes

- a) Perelic ignimbrites
- b) Levocevo caldera rim dykes
- c) Zagrazhden dyke swarm

Eastern Rhodopes Magmatic Area

Bg9 – Borovitsa volcanics

- a) pre-caldera volcanic complex (western part)
- b) Borovitsa caldera ignimbrites
- c) post- caldera dykes
- d) Topolovo-Pilashevo dyke swarm

Bg10 – Briastovo volcano

Bg11 – Yabalkovo „centre”

Bg12 – Lozen volcano

Bg13 – Ibredjek magmato-tectonic zone

- a) Scheinovets caldera
- b) dykes
- c) Silen volcano

Bg14 – Zimovina linear stock

Bg15 – Acid volcanics near Geren village

Bg16 – Volcanic near of the town of Momchilgrad

- a) Zvezdel dyke swarm
- b) Bazic dyke
- c) volcanics from the west slope of Dambalak Massif

Bg17 – Young basaltic magmatism in SE Rhodopes (Kroumovgrad alkaline basalts)

Bg18 – Visoka Elha magmatic structure

Bg19 – Moesian Platform alkaline basalts

Bg20 – Neogene volcanics of the Kozhuh hill

Harmadidőszaki vulkáni területek Görögország északi részén:

GV5 - Essimi-Kirki

GV6 - Loutros-Ferres

GV7 - Dadia-Soufli

GV8 – Samothraki

5.1. táblázat: Bulgária harmadidőszaki vulkáni területeinek geokronológiai eredményei

Minta-szám	K/Ar labor szám	Magmás-tektonikai szerkezet (Kőzettípus)	Vizsgált terület	Fedő-	K/Ar kor (mill. év)		Földtani kor (Rétegtan)	Hivatkozás
				Fekü képződmények Host rock	Vizsgált frakció			
					Teljes kőzet	Ásvány frakció		
STROUMA MAGMATIC AREA								
1Zk	4394	Kraishte magmato-tectonic zone dacite and rhyodacite	Bg1	The youngest host rocks are Tithonian-Berriasian sedimentary rocks	42,2±1,6		Eocene	13, 14, 16
4 Zk	4396				43,0±1,6	38,6±1,5 (biotit)		
5 Zk	4311				45,6±1,8			
11 Zk	4399				45,2±1,7			
2Zk	4395				45,4±1,8			
K4b	5557				47,4±1,8			
		Rouen magmato-tectonic zone	Bg2					
		a)Precolnitsa graben	Bg2a					
26		Gyueshevo dome dacite		Priabonian sedimentary rocks	31,6±1,3		Early Oligocene (Rupelian)	4
8-1		stock (first postsedimentary phase), granodiorite		crystalline rocks		31,2±1,3 (káliföldpát)	Early Oligocene (Rupelian)	
15		dyke (second postsedimentary phase) rhyodacite		first phase volcanic (Kopriva body)	30,0±1,2		Early Oligocene (Rupelian)	
St18a	6322	epiclast in the Priabonian Paleogene conglomerates			35,9±1,1		Eocene (Priabonian)	

St18b	6171	clast in the Paleogene conglomerates	Bg2a		29,0±0,9		Early Oligocene (Rupelian)	
St18c	6170	clast in the Paleogene conglomerates			32,7±1,0			
St21	5810	dyke		volcanic rocks of previous phase	27,7±1,1		Late Olig. (Chattian)	
		(b)Ossogovo horst (Ossogovo Mts)	Bg2b					
		dyke swarm		Ossogovo pluton (Paleogene)				
St12Z	5804				28,2±0,9		Early Oligocene (Rupelian)	
St14Z	5805					29,9±1,1 (káliföldpát)		
St15Z	5806				30,3±1,0			
St16Z	5807				30,3±1,0	30,0±1,2 (káliföldpát)		
St17Z	5808				31,0±1,0			
St27aZ	6166				30,5±0,9	31,0±1,0 (biotit)		
St24a	6169				30,1±1,0			
St26Z	6165					31,4±1,2 (biotit)		
St24Z	6164	Ossogovo granite		Ossogovo metamorphics	30,1±0,9			
St27Z	6167	Ossogovo metamorphics			31,2±1,0			
		(c) Padesh graben and Lissia horst	Bg2c					
V ₄	5797	Jelesnitsa laccolith		high grade metamorphics	31,35±1,21		Early Oligocene (Rupelian)	
		Breznitsa magmato-tectonic zone	Bg3					
St22	6324			high grade metamorphics	30,3±1,0		Early Oligocene (Rupelian)	

		Gorna Ribnitsa magmato-tectonic zone	Bg4	high grade metamorphic				11	
R ₂	4401	dacite			28,1±1,1		Early Oligo- cene (Rupelian)		
R ₃	4402	dacite			30,8±1,2	30,9±1,2 (biotit)			
O ₃	4313	dacite			31,0±1,2	31,1±1,2 (biotit)			
O ₄	4400	dacite			30,7±1,2	31,9±1,2 (biotit)			
St ₁₀ Z	5803	dacite			31,9±1,2	29,5±1,1 (biotit)			
CENTRAL RHODOPE MAGMATIC AREA (CRA)									
		Mesta volcanic massif	Bg5					9	
74		rhyolitic pebble in the conglomerates			32,1±1,2	33,4±1,6 (biotit)	Eocene- Oligocene boundary		
283		Kremen caldera rhyolite		host rocks – high grade metamorphics and Paleogene sedimentary rocks	30,0±1,1		Early Oligocene (Rupelian)		
38		rhyolite				30,2±1,2 (szanidin)			
957		rhyolite			31,8±1,2				
369		dacite		rhyolites of the previous volcanic phases	28,2±1,0	34,3±1,4 (biotit)	Early Oligocene (?)		
2		Gostoun Zone rhyolite		Oligocene sedimentary and volcanogenic sedimentary rocks	31,2±1,2		Early Oligocene (Rupelian)		
7		dacite		Paleogene sedimentary rocks and rhyolites	31,3±1,2				
1151		dacite			31,4±1,2	33,4±1,3 (biotit)	Early Oligocene (Rupelian)		

157		Banichan caldera dacite	Bg5	Paleogene sedimentary rocks and rhyolites	29,7±1,1		Early Oligocene (Rupelian)	
267		dacite			29,6±1,4	32,5±1,3 (biotit)		
453		dacite			31,6±1,2	32,4±1,2 (biotit)		
Western and Northern Rhodopes								
(a) Ignimbrites from Northern Rhodopes								
W1Z	5298	Dolny Voden body	Bg6a	the contacts are not exposed		31,3±1,8 (biotit)	Early Oligocene (Rupelian)	
W2Z	4992	Skobelev body				30,6±1,2 (biotit)		
W3Z	4995	Dospat ignimbrite flow		high grade metamorphics		32,4±1,2 (biotit)		
W4Z	4990	Jrebichko body ignimbrite (?)		the contacts are not exposed		32,2±1,5 (biotit)		
W5Z	4983 6340	Dospat ignimbrite flow				28,2±1,1 (biotit I). 29,7±0,9 (biotit II.)		
(b) northern part of the Bracigovo-Dospat ignimbrite massif								
W11Z	4596 4985 5552		Bg6b	underlying rocks are sedimen- tary rocks and Lower Oligo- cene air-fall tuffs	27,9±1,1	29,4±1,2 (biotit I) 29,6±1,1 (biotit II.)	Early- Oligocene (Rupelian)	
W13Z	4598.				30,9±1,2			
W14Z	4991					28,1±1,1 (biotit)		
(c) Pre-ignimbrite dykes of 1st group - intermediate and basic (lamproidic) dykes								
W7Z	4594		Bg6c	high grade metamorphics	36,5±1,4		Eocene	
W8Z	4595				33,9±1,3		Eocene/ Oligocene	
W16Z	4600				31,1±1,3		Early	

W17Z	4601		Bg6c	high grade metamorphics	32,9±1,3		Oligocene (Rupelian)	
W18Z	4602				30,5±1,2			
W19Z	4603				34,9±1,3		Eocene	
1st group – acid dyke								
W21Z	4604		Bg6c	high grade metamorphics	33,3±1,3		Early-Olig. (Rupelian)	
2nd group –Paleogene (?) sedimentary rocks								
W12Z	4597		Bg6c		29,6±1,6		Early Olig. (Rupelian)	
Central Rhodopes volcanic (Bg7)								
(a) Perelik ignimbrites								
6k-722	1716-1849	rhyolitic ignimbrites	Bg7a	Priabonian/Lower oligocene sedimentary rocks and tuffs	30,0±1,2 – 33,4±1,3	29,0±1,2 – 32,9±1,2	Early Oligo- cene (Rupe- lian)	2, 6
(b) Levocevo caldera rim dykes								
224		HK-andesite	Bg7b		33,4±1,4		Early Oligo- cene (Rupe- lian)	
693		latite			32,1±1,3			
720		HK-andesite				30,2±1,3 (földpát)		
720 ^a		rhyolite				30,9±1,1 (földpát)		
(c) Zagrazhden dyke swarm								
56		andesite	Bg7c	high grade metamorphic + Paleogene sedimentary rocks	31,3±1,2		Early Oligo- cene (Rupe- lian)	6
50b		felsitic rhyolite			31,4±1,2			
Roudozem and Ardino dyke swarms								
E7Z	5608		Bg8	high grade metamorphics	30,9±1,2		Early Oligocene (Rupelian)	
E8Z	5555					31,0±1,2		

EASTERN RHODOPES MAGMATIC AREA								
Borovitsa volcanics (Bg9)								
(a) pre-Borovitsa caldera volcanic complex (western part)								
C ₁ Z	5553		Bg9a		31,3±1,3		Analytical age	
C ₃ Z	5556				28,5±1,1			
C ₅ Z	5549				29,3±1,1			
C ₃ Za	5556				28,5±1,1			
C ₅ Za	5549				29,3±1,1			
E ₄ Z	5610		Bg9a		32,7±1,2		Geological age	
12Z	3957				34,0±1,3			
16Z	3953				32,8±1,6	33,2±1,3 (szanidin)		
17Z	3958				34,2±1,3	36,8±1,5 (biotit)		
(b) Borovitsa caldera (ignimbrites)								
E ₁ Z	5612	latite	Bg9b	pre-caldera intermediate volcanics	29,0±0,9		Early Olig. (Rupelian)	
(c) Borovitsa caldera postcaldera dykes Lower Oligocene Borovitsa caldera ignimbrites								
E ₆ Z	5814		Bg9c		27,0±0,9	28,4±1,1 (szanidin)	Early Oligocene (Rupelian)	
E ₂₆ Z	5554							31,3±1,2 (szanidin I) 30,3±1,2 (szanidin II)
E ₂₅ Z	5601					33,0±1,4		Analytical age
(d) Topolovo-Pilasheva dyke swarm								
9Z	3956	rhyodacite	Bg9d		33,2±1,3	33,4±1, 3 (biotit)	Rupelian / Priabonian	in print 20

11Z	4399	rhyodacite	Bg9d			31,1±1,2 (szanidin)	Rupelian / Priabonian	
17aZ	3952	rhyodacite			32,8±1,3	31,8±1,2 (szanidin)		
18Z	3950	rhyolite			30,7±1,3	33,6±1,3 (biotit) 33,6±1,3 (szanidin)		
24Z	4537	trachyte				33,2±1,3 (szanidin)		
25Z	3960	latite			32,7±1,5			
		Briastovo volcano	Bg10					17
		latite			31,0 – 33,4		Early Oligocene (Rupelian)	
		dacite			28,8 – 30,4			
		Yabalkovo “centre”	Bg11					18
		latite			39,10±1,52		Bartonian	
		monzonite			35,79±1,41		Priabonian	
		Lozen volcano	Bg12					
E28Z	6327	rhyolite		2 nd phase volcanics are hosted into 1 st phase volcanics	30,5±1,2		Early Oligocene (Rupelian)	
E29Z	6326	rhyolite		1st phase volcanics hosted into Priabonian sedimentary rocks	32,4±1,0			
		Ibredjek magmato- tectonic zone	Bg13					
		(a)Sheinovetz caldera rhyolites (6 samples) domes and dykes	Bg13a	Priabonian (?) breccia-conglomerates	32,9 – 36,7 (domes) 32,1 – 34,5 (dykes)		Rupelian / Priabonian	12
E21aZ	6331	(b) dykes	Bg13b		30,8±0,9		Early Oligocene (Rupelian)	
E _{21c} Z	5604				31,4±1,2			

E19Z	5605	(c) Silen volcano rhyolite	Bg13c	Tertiary sedimentary rocks	31,8±1,1		Early Oligocene (Rupelian)	
E36Z	6181	Zimovina linear stock	Bg14	Priabonian (?) sedimentary rocks	28,8±0,9		Early Oligocene (Rupelian)	
		Acid volcanics near Geren village	Bg15	Priabonian (?) volcanoclastics and sedimentary rocks				
E33Z	6325				28,4±0,9		Early Oligocene (Rupelian)	
E34Z	6179				23,7±1,0		Late Oligocene (Chattian)	
Volcanics south of the town of Kurdzhali								
		(a) Zvezdel dyke swarm	Bg16a					7, 8
4Z		dacite, laccolite				31,2±1,2 (biotit)	Early Oligocene (Rupelian)	
6Z		dacite, dyke			32,2±1,2			
7 ₁ Z		dacite, dyke			31,8±1,2			
		(b) Basic dykes (Kapinovo graben)	Bg16b					10
		trachybasalt (6 samples)		high grade metamorphics	30,7 – 32,9		Early Oligocene (Rupelian)	
		(c) Volcanics from the west slope of Dambalak Mt.	Bg16c	Priabonian (?) and/or Oligo- cene sedimentary rocks				
E40Z	6592	subvulcanic bodies and/or stocks or lava flows trachyte			24,0±0,9		Late Oligocene (Chattian)	
E46Z	6589				26,6±0,9			
E48Z	6587				26,9±1,1			

E42Z	6591		Bg16		30,5±0,9	30,6±0,8 (biotit)	Early Oligocene (Rupelian)	
E47Z	6588				32,2±1,0			
E50aZ	6586				33,2±1,1			
		Alkaline basaltic magmatism of the Eastern Rhodopes	Bg17					5
				Egrek (2 samples)	high grade metamorphics	27,3 – 27,9		Late Oligocene (Chattian)
		Purjenaka (2 samples)			26,1 – 26,4			
		Visoka Elha	Bg18					
6Z ₁	4397				37,3±1,4		Middle Eocene	
8Z ₁	4398				37,0±1,4		Bartonian	
		Moesian platform alkaline basalts	Bg19					19
1245	2148	Varbovka, basanite			19,4±0,8		Early Miocene (Aquitanian)	
1241	2146	Chatala, basanite			21,4±0,9			
NEOGENE VOLCANICS								
		Kozhuh (Kozhuh hill)	Bg20	high grade metamorphics				21
S3	4314	trachydacite			11,8±0,5	12,1±0,5 (biotit)	Middle Miocene (Serravallian)	
St _{4Z}	5798				12,9±0,5			
St _{5Z}	5801				11,1±0,4			
St _{5Z}	5799					12,2±0,5 (biotit)		
St _{5Z}	5800					12,4±0,5 (plagioklasz)		
MP-260	5046	Neo Petritsi			12,03±0,46			

1. Harkovska A., Pécskay Z., Balogh K.: Pervye Dannye ob Absolyutnom vozraste paleogenovyh vulkanitov Smolyanskogo rajona (Central'nye Rodopy). *Geologica Balcanica* **20** (1990) 66-X.
2. Pécskay Z., Balogh K. , Harkovska A.: K-Ar dating of the Perelik Volcanic Massif (Central Rhodopes, Bulgaria). *Acta Geologica Hungarica* **34** (1991) 101-X.
3. Cvetkovic V., Harkovska A., Karamata S., Knezevic V., Memovic E., Pécskay Z. : Correlation of some Oligocene volcanic complexes along the west-east traverse in Central Balkan Peninsula. *Spec.Publ.Geol.Soc., Greece*, no. 4/2. Proceedings of the 15th Congress of the Carpatho-Balkan Association. Athens, Greece. Athens **0** (1995) 501-X.
4. Harkovska A., Pécskay Z. (1997):The Tertiary magmatism in the Ruen magmatotectonic zone (W. Bulgaria) – a comparison of new K/Ar ages and geological data. Proc Magmatism, metamorphism and metallogeny of the Vardar zone and Serbo-Macedonian massif) of IGCP 326 Project (Plate tectonic aspects of Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan region). Symposium., Annual meeting; 137-142.
5. Marchev P., Harkovska A., Pécskay Z. , Vaselli O., Downes H.: Nature and age of the alkaline basaltic magmatism South-East of Krumovgrad, SE-Bulgaria. *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences, Geologie, Volcanologie* **50** (1997)77-80.
6. Harkovska A., Marchev P., Machev Ph. , Pécskay Z. : Paleogene magmatism in the Central Rhodope Area, Bulgaria - A review and new data. *Acta Vulcanologica* **10** (1998) 199-216.
7. Harkovska A., Pécskay Z. , Marchev P., Popov Y. S. : How old the acidic dykes of the Zvezdel swarm (Eastern Rhodopes, Bulgaria) are?. *Geologica Balcanica* **28** (1998) 69-70.
8. Pécskay Z. , Harkovska A., Marchev P.: The Tertiary sublongitudinal dyke swarms (South Bulgaria) - Implication from new K-Ar age determinations (Abstr. p. 459). Carpathian-Balkan Geological Association XVIth Congress. Vienna, Austria, 30 Aug., - 2 Sept., 1998 **0** (1998)0-0.
9. Pécskay Z. , Harkovska A., Hadjiev A.: K-Ar dating of Mesta volcanics (SW Bulgaria). *Geologica Balcanica* **30** (2000) 3-11.
10. Lilov P., Pécskay Z. , Goranov A., Boyanov I.: Preliminary data on the K-Ar dating of the basic rocks from the region southerly of Momchilgrad, Eastern Rhodopes, Bulgaria. *Geologica Balcanica* **30** (2000) 13-12.
11. Pécskay Z. , Harkovska A., Zidarov N., Zagorchev I., Popov M., Panteva V.: K-Ar dating of the Tertiary volcanic rocks from Ograzden and Maleshevska Mountains, South-Western Bulgaria. *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences, Geologie, Volcanologie* **54** (2001) 71-76.
12. Ivanova J, Pécskay Z. , Yanev Y.: K-Ar ages of the volcanic rocks from the paleogene Sheinovets Caldera, Eastern Rhodopes (Bulgaria). *Comptes Rendus de l'Académie Bulgare des Sciences. Geologie, Pétrographie* **54** (2001) 59-62.
13. Harkovska A., Cvetkovic V., Pécskay Z. : Kraiskte magmato-tectonic zone (KMTZ-Western Bulgaria) and Ridanji-Krepoljin belt (RKB-East Serbia) - a comparative review of the calc-alkaline magmatism. (Abstracts, Geod.Geophys.Res.Inst. of HAS, Sopron. Eds: Ádám A. et al. Vol. 2. p. CP-10). PANCARDI 2001, Sopron, Hungary, Sept. 19-21, 2001 **0** (2001)0-X.

14. Harkovska A., Milakovska-Vergilova Z., Pécskay Z. : New data on the Paleocene section in Blateshnitsa graben (Kraishte region, Western Bulgaria). *Geologica Macedonica* **15** (2001) 13-22.
15. Harkovska A., Pécskay Z. , Elefteriadis G., Christofides G.: Timing of the Tertiary magmatic activity in the Central and Western Rhodopes and "Serbo-macedonian massif" (SW Bulgaria and N Greece) - radiometric data evidence.
16. Harkovska A., Pécskay Z. , Popov M.: The Kraishte magmateo-tectonic zone (West Bulgaria) - a review. *Geologica Balcanica* **34** (2004) 3-19.
17. Yanev Y., Pécskay Z. : Preliminary data on the petrology and K-Ar dating of the Oligocene volcano Briastovo, Eastern Rhodopes. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* (Sofia, Bulgaria) **0** (1997) 59-66.
18. Yanev Y., Stoykov S., Pécskay Z. : Petrologiya i K-Ar datirane na paleogenskiya magmatiz"m v rajona na selata Yab"lkovo i Stalevo, Iztochnorodopska vulkanska oblast. (in Russian) *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* (Sofia, Bulgaria) **0** (1998) 97-110.
19. Yanev Y., Pécskay Z. , Lilov P. : K/Ar age and geodynamic position of basic volcanics of the Moesian Platform (In Bulgarian with English Abstract). *Review of Bulgarian Geological Society* **54** (1993) 71-X.
20. Harkovska A., Pécskay Z. ¹, Marchev, V. Panteva, M., Popov(2007) Topolovo-Pilashevo dyke swarm (TPDS) and volcanic rocks from the north-westwrn border of the Borovitsa caldera (Eastern Rhodopes, Bulgaria) K/Ar geochronology, new geologic and petrologic data. *Geologica Balcanica* (in print)
21. Pécskay Z., Harkovska A., Petrov P. S., Popov M.: K-Ar dating of Kozhuh volcanic body (SW Bulgaria). *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences* **64** (2011) 2:263-268.
22. Kunov, A., Veliniv, I., Yanev,Y., Nakov, R., Stefanov, N., Pécskay, Z.. (2000): The Epithermal Gold Deposit of Obichnik, Eastern Rhodopes, Minno Delo i Geologia Journal, **2**, 28-35.

5.2.2. A KOZHUH SZUBVULKÁN K/Ar KORA

A Kozhuh szubvulkán Petrich városától ÉK-re a Struma és Strumeshnitsa folyók összefolyásánál található. A Struma lineamentum mentén bonyolult graben rendszer alakult ki amelynek részét képezi a Bulgária DNy-i részén található Sandanski és Strumeshnitsa grabenek. A mély árokrendszert határoló horszton (Ograzhden horszt) feltárásból ismertek a savanyú és intermediér kőzetekből álló különböző méretű szubvulkáni testek, amelyek nagyfokú metamorf kőzetekbe nyomultak bele. A területen végzett terepi munkánk során először ezeket az idősebb szubvulkáni testeket tanulmányoztuk. A kormeghatározást a minták teljes kőzetén és a belőlük elválasztott biotiton végeztem. A jól egyező K/Ar korok kizárják a földtani hiba lehetőségét, így a 31 millió évet a magmás tevékenység korának fogadtuk el, amely egyidejűséget mutat a Rodope ismert fő magmás fázisával (Pécskay et al., 2001).

A környezeti analógiákra alapozva a Kozhuh korát a legtöbb geológus hasonló korúnak, oligocénnek feltételezte. P. Petrov terepi megfigyelései szerint (morfológia, miocén üledékes összlet feltárássai a Sandanski árokban) miocén vagy annál fiatalabb kort javasolt (P. Petrov szóbeli közlése alapján).

A szubvulkáni test két különböző feltárásból begyűjtött kőzetmintán szintén részletes kronológiai vizsgálatot végeztem. A kőzetből elválasztott biotit és plagioklász frakciókon mért korok megerősítették a középső miocén kort (12,5 millió év). Lehetőségem nyílt a görög-bulgár országhatáron túli feltárásból begyűjtött kőzeten is kormeghatározást végezni (lásd 5.1. táblázat; 12,0 millió év). Ugyanebből a kőzetből elválasztott szanidin fenokristályon $11,88 \pm 0,10$ millió év $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plátó kort határoztak meg Németországban (Heidelberg). (Eleftheriadis és Staikopoulos, 1997).

A Kozhuh trachidácitjából elválasztott cirkon ásványokon Zürichben végeztek U/Pb módszeres kormeghatározást. Az ásvány külső zónáján 12,1 millió évet, az ásvány magján pedig 13,5 millió évet határoztak meg (Georgiev et al., 2010). Mindezek figyelembe vételével megállapítható, hogy a Kozhuh Bulgária legfiatalabb miocén vulkáni formája (Pécskay et al., 2011).

5.3. A KÖZÉP-NYUGAT-RODOPE IGNIMBRITES VULKÁNI TEVÉKENYSÉGE

A Görögország északi részén és Bulgária déli részén húzódó Közép-Nyugat-Rodope paleogén vulkanizmusának egyik legjellegzetesebb vulkáni formációját a gyakran erősen összesült ignimbritek jelentik. Ezek az ignimbritek közettanilag dácitos-riolitos összetételűek, a geokémiai adatok alapján a magas káliumtartalmú és shoshonitos szériába tartoznak. Ezen közettípusoknak az elterjedése azon területeken jellemző, ahol a kéreg vastagsága eléri a 42-50 km-t. A tufák és ignimbritek vastagsága nagy változatosságot mutat a medencealjzatok eltérő voltának köszönhetően. A medencék kialakulása az eocén – kora-oligocénban kezdődik, amivel szingenetikusán szárazföldi üledékképződés megy végbe. A három fő medence a következő:

- Arda-Dipotama (amelyet a Kotily-Vitina ignimbritek töltene ki)
- Smolyan (amit a Perelik ignimbritek töltene ki)
- Dospat (Dospat ignimbritek töltik ki)

A folyamatos üledékképződést az ignimbritek, tufák kitörése szakította félbe. A települési viszonyok alapján a radiometrikus korok hiányában a tufaszórás idejét késő-oligocénna – miocénna tartották.

A K/Ar kormeghatározások segítségével sikerült a több kitörési ciklushoz rendelhető ignimbritek felhalmozódásának a korát pontosan meghatározni.

A Kotily-Vitina masszívumban az ignimbritek kora 30,3 millió év (Innocenti et al., 1984), illetve 30,6-28,7 millió év (Eleftheriadis és Lippolt, 1984), a Perelik masszívumban 30,8-30,0 millió év (Eleftheriadis és Lippolt, 1984), valamint 32,9-29,0 millió év (Pécskay et al., 1991), a Dospat masszívum ignimbritjeinek a legújabban meghatározott K/Ar kora pedig 30,9-28,1 millió év. A Dospat masszívumban az idősebb kitörési ciklushoz tartozó ignimbritek korát 32,2-29,3 millió évben határoztam meg.

Meg kell jegyezni, hogy a robbanásos vulkáni tevékenység kora nagyfokú hasonlóságot mutat a szomszédos területen található telérraj kialakulásának korával (33,4-30,2 millió év). Másrészt hangsúlyozni kell, hogy a területen lejátszódó ignimbrites vulkáni tevékenység szintén egyidejű az egész Rodope harmadidőszaki vulkáni tevékenységének paroxizmusával (rupéliai emelet).

5.3. EVROS HARMADIDŐSZAKI VULKÁNI KÖZETEINEK K/Ar GEOKRONOLÓGIÁJA

Az Evros vulkáni kőzetei Görögország ÉK-i területén három egymástól elkülöníthető tektonikai medencében találhatóak, melyek a következők:

- Loutros-Feres-Dadia
- Kirki-Esimi
- Mesti-Petrota

Ezek a vulkáni kőzetek normál mészkáliai és magas káliumtartalmú mészkáliai kőzeteknek tekinthetők. Esetenként shoshonitos kőzetek is előfordulnak. A vulkáni formákat illetően lávaárakat, extrúzív dómokat, intrúzív magmás testeket és gyakran vulkáni törmelékes összleteket különböztethetünk meg. Kémiai összetételüket tekintve megkülönböztetünk bazaltos andeziteket, riolitokat, andeziteket, trachandeziteket, trachidácitokat és dácitos andeziteket.

A vulkáni törmelékes kőzeteknek a priabonai üledékes összletben való megjelenése miatt a vulkáni tevékenység korát rétegtani alapon oligocénnél idősebbnek feltételezték. A szomszédos vulkáni területeken végzett geokronológiai vizsgálatok alapján Innocenti és munkatársai (1984) késő-oligocénben lejátszódó vulkáni tevékenységről számoltak be.

A görög kollegáimmal terepi munkánk során 34 kőzetmintát gyűjtöttünk be K/Ar kormeghatározásra. A minták származási helyét a 5.2. térképen tüntettük fel és a teljes kőzeteken, valamint ásványfrakciókon meghatározott analitikai adatokat a 5.2. számú táblázatban foglaltam össze.

A K/Ar korok alapján a vulkáni tevékenység a kora-oligocénben (a rupéliai emeletben) 33,4 millió évvel ezelőtt kezdődött és a kora-miocénban a burdigaliai emeletben 19,5 millió évvel ezelőtt fejeződött be.

A koreloszlás alapján a korintervallumon belül két vulkáni fázist különböztethetünk meg:

1. 33,4-25,4 millió év (oligocén)
2. 22,0-19,5 millió év (kora-miocén)

Az oligocénban lejátszódó vulkanizmus egyidejű a bulgár területen nagy elterjedéssel bíró harmadidőszaki vulkáni tevékenységgel. A fiatalabb, miocén vulkáni fázis földtani jelentése csak néhány területre vonatkozóan igazolható, mivel a legfiatalabb korok gyakran hidrotermásan erősen átalakult kőzeteken adódtak (lásd pl. a Petrotá és Kírki közötti területen). Ugyanakkor nem lehet figyelmen kívül hagyni, hogy Samothraki szigetről származó vulkáni kőzeteken egyértelműen igazolható volt a miocén vulkáni tevékenység ténye.

Figyelembe véve a Keleti-Rodope északi részén meghatározott eocén – alsó-oligocén kort – amelyet szintén földtani korként fogadtunk el –, az Evros területén igazolható miocén vulkáni tevékenység alapján a magmás tevékenység északról délre történő fiatalodására következtethetünk. Következésképpen a görög területen meghatározott radiometrikus korok segítségével bizonyíthatjuk a harmadidőszaki vulkanizmus geodinamikájának a megváltozását (Christofides et al., 2004).

5.2. táblázat: Evros harmadidőszaki vulkáni kőzeteinek K/Ar kora

Mintaszám	Kőzet típus	Származási hely	Mért frak.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-6}$	K/Ar kor (Mév)	$\pm\sigma$
FLE3	Basaltic andezit	LFD	t.k.	0,80	45,0	0,613	19,60	0,86
FKR40	Basaltic andezit	LFD	t.k.	1,01	64,4	1,259	31,66	1,26
MES3	Basaltic andezit	MP	t.k.	1,44	59,2	1,320	29,12	1,18
FG101	Andezit (Px)	LFD	t.k.	1,73	37,4	1,415	20,92	1,00
FKP30	Andezit (Px)	LFD	t.k.	2,13	38,5	2,517	30,15	1,42
MAA1	Andezit (Px)	MP	t.k.	1,75	76,3	1,948	28,39	1,09
MSR12	Andezit (Px)	KE	t.k.	1,59	42,6	1,365	21,92	0,99
CEP16	Andezit (Px)	MP	t.k.	1,81	47,7	1,926	27,20	1,17
FK31	Andezit (Biotit- Hbl)	LFD	t.k.	2,52	79,5	2,837	28,73	1,10
MSR13	Andezit (Biotit- Hbl)	KE	t.k.	1,64	36,7	1,628	25,42	1,22
FT2	Andezit (Biotit- Hbl)	LFD	t.k.	2,09	75,6	2,646	32,29	1,24
AK6	Andezit (Biotit- Hbl)	KE	t.k.	1,74	72,7	2,171	31,83	1,23
FKP31	Trachyandezit	LFD	t.k.	2,89	73,2	3,124	27,58	1,07
FP6	Trachyandezit	LFD	t.k.	1,84	68,1	2,208	30,68	1,20
FL14	Trachyandezit	LFD	t.k.	2,26	73,2	2,612	29,46	1,14
MAS20	Trachydácit	MP	t.k.	4,26	77,3	4,988	29,89	1,15
MAS21	Trachydácit	MP	t.k.	4,31	85,3	5,006	29,61	1,12
FI10	Dácit	LFD	t.k.	2,00	39,5	2,624	33,40	1,55
FK30	Dácit	LFD	t.k.	1,92	36,0	2,182	29,00	1,42
FLE1	Dácit	LFD	t.k.	2,39	81,1	3,026	32,28	1,23
FT1	Dácit	LFD	t.k.	1,94	59,1	2,540	33,35	1,35
CEP14	Dácit	MP	biotit	6,05	89,2	6,984	29,44	1,11

dc_213_11

Mintaszám	Kőzet típus	Származási hely	Mért frak.	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (cm^3/g) $\times 10^{-6}$	K/Ar kor (Mév)	$\pm\sigma$
FLK5	Rhyolite	LFD	t.k.	3,06	71,8	2,511	20,99	0,82
FPL1	Rhyolite	LFD	t.k.	3,49	69,1	3,657	26,77	1,05
FF21	Rhyolite	LFD	t.k.	3,72	71,7	3,197	21,96	0,85
FLE2	Rhyolite	LFD	t.k.	2,16	55,9	2,824	33,26	1,36
FL10	Rhyolite	LFD	t.k.	6,85	77,5	5,228	19,53	0,75
FD20	Rhyolite	LFD	t.k.	3,69	74,2	4,043	27,98	1,08
FLY1	Rhyolite	LFD	t.k.	2,71	43,3	3,248	30,58	1,37
CEP17	Rhyolite	LFD	biotit	6,65	87,1	8,009	30,70	1,16
CEP18B	Rhyolite	LFD	biotit	7,03	41,1	7,800	28,30	1,29
CEP19	Rhyolite	LFD	biotit	7,23	69,9	7,182	25,37	0,99
CEP21A	Rhyolite	LFD	biotit	6,36	87,3	7,525	30,16	1,14
CEP21B	Rhyolite	LFD	biotit	6,32	86,3	7,122	28,77	1,09

LFD: Loutros-Feres-Dadia; KE: Kirki-Esimi; MP: Mesti-Petrota

t.k.: teljes kőzet

217

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Örök hálával tartozom Szüleimnek, akiknek az áldozatvállalása nélkül nem juthattam volna kutatói pályámra. Köszönettel tartozom Családomnak, Feleségemnek és Fiamnak, akik mindvégig mellettem voltak és támogattak változatos pályám során, és biztosították a nyugodt családi hátteret a tartalmas alkotótevékenységemhez.

Külön köszönettel tartozom Székyné Fux Vilma professzorasszonynak, aki elindított kutatói pályámon és bevezetett a geológia rejtelseibe.

Köszönettel tartozom Balogh Kadosának, akivel több évtizeden keresztül együtt dolgozhattam és megvitathattam vele a tudományos problémákat.

Sikeres kutatásaimat elősegítették a következő kollégák, akikkel az évek során munkakapcsolatban lehettem: Gyarmati Pál, Póka Teréz, Márton Emő, Zelenka Tibor, Harangi Szabolcs, Kovács-Pálffy Péter, Földvári Mária, Karátson Dávid.

A Keleti Kárpátokban végzett munkám során folyamatosan együtt dolgoztam Szakács Sándorral, Ioan Seghedivel, Kovács Marinellel, Edelstein Oszkárral, Alexandrina Fülöppel, Crihan Mónikával és Gábor Máriával.

Szlovákiában Jaroslav Lexa, Vlastimil Konecny, Patrik Konecny, Bacsó Pál és Michail Kaliciak kollégáknak tartozom köszönettel a hasznos együttműködésért.

A Lengyelországban folytatott kutatásaimhoz kapcsolódóan külön köszönet jár Krzysztof Birkenmajernek, valamint Krzysztof Krajewskynek és Andrzej Taturnak a rendkívül eredményes és sikeres együttműködésért.

A volt Jugoszláviából köszönetet mondok Mirka Trajanovának, Vladica Cvetkovicnak, Stevan Karamatának és Ladislav Palinkasnak.

Csehországból Vladimir Cajznak és Vladimir Rapprichnak mondok köszönetet.

Görögországban végzett kutatásaimban Georgios Christofides, Georgios Eleftheriadis, Antonios Koroneos és Triantafyllos Soldatos voltak segítségemre.

A bulgáriai kutatási programjaimban Alexandra Harkovska, Peter Marchev és Yotzo Yanev kollégáimra támaszkodhattam.

A kárpát-medencei kutatásaimban mindig számíthattam Hilary Downes és Orlando Vaselli segítségére, akiknek ezért külön köszönettel tartozom.

Laboratóriumi munkámban nélkülözhetetlen segítséget nyújtott Jakab Ildikó, Tóth Sándorné és Mizsák Anna.

A disszertációm nem készülhetett volna el az alábbi kollégáim önzetlen segítségnyújtása és hasznos közreműködése nélkül, akiknek végtelen hálával tartozom: Gméling Katalin, Németh Károly, Molnár Ferenc, Jaroslav Lexa, Ioan Seghedi, Szakács Sándor és Kovács Marinel.

Végezetül köszönetet szeretnék mondani Mízsák Annának és ifj. Pécskay Zoltánnak, akiknek a fáradalmas érdemi közreműködése nélkül a dolgozat nem születhetett volna meg az alábbi formában.

IRODALOM

- Alibert, C., Leterrier, J., Panasiuk, M., Zimmermann, J., L., (1987): Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland *Lithos*, Volume 20, Issue 4, July 1987, Pages 311-321.
- 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.
- Badura, J., Pécskay, Z., Koszowska, E., Wolska, A., Zuchiewicz, W., Przybylski, B. (2005) : New age and petrological properties of Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* (Praha) 2, 7-15.
- Badura, J., Zuchiewicz, W., Górecki, A., Sroka, W., Przybylski, B., Żyszkowska, M., (2003): Morhotectonic properties of the Sudetic marginal fault, SW Poland, *Acta Montana IRSM CR*, No. 24/131, 21-49.
- Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., (1977): K-Ar age determinations of the rocks from crystalline complexes of the Western Carpathians and preliminary interpretation of results. In: *Geol. Zbor Geol. carpath.* (Bratislava), Vol. 28, pp. 365-374.
- Bagdasarjan, G. P., Konečný, V. and Vass, D., (1970): Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. *Geol. práce* (Bratislava), Správy 51, 47-69.
- Balintoni, I., Vlad, S. (1998): Tertiary magmatism in the Apuseni Mountains and related tectonic setting. *Stud. Univ. Babes- Bolyai, Geol.* IX, 1-11.
- 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. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronologic studies. *ATOMKI Rep. D/1.* p. 277-288.
- Balogh, K., Árva-Sós, E., Pécskay, Z., Ravasz-Baranyai, L. (1986): K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Miner. Petrogr.*, Szeged 28 p. 75-93.
- Balogh, K., Ebner, F., Ravasz, Cs. with contribution by P. Herrmann, H. Lobitzer & G. Solti, (1994): K/Ar-Alter tertiäre Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. In: Lobitzer, H., Császár, G. & Dauer, A. eds.: *Jubileumschrift 20 Jahre Geologische*
- Balogh, K., Jámor, Á., Partényi, Z., Ravasz-Baranyai, L., Solti, G. (1982): A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról. p. 243-260.
- Balogh, K., Németh, K. (2005): Evidence for the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. *Geol. Carp.*, 56/1, pp. 91-99.
- Balogh, K., Pécskay, Z. (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geol. Hung.*, 44/2-3 281-299.
- Baranyi, I., Lippolt, H., J., Todt, W., (1976): Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II. Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. – *Oberrhein. geol. Abh.*, 25, 41-62,
- Białowolska, A., (1993): Enclaves in basaltoids of the hills of Lysanka and Trupien (Lower Silesia). *Arch. Miner.*, T. XLIX, z.2, 145-197.
- Białowolska, A., 1980. Geochemical features of some Lower Silesian basaltoids and their ultramafic inclusions. (In Polish, English summary). *Archiwum Mineralogiczne*, 36: 107-163.

- Birkenmajer, K. (1962): Forma geologiczna andezytów Wzaru, Remarks on the geological form of the Mt. Wzar andesites (Pieniny Mts., Carpathians), *Acta Geologica Polonica*, Vol. XII. No.2. Warszawa 1962. pp. 201-213.
- Birkenmajer, K. (1963): Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienńskiego pasa skałkowego Polski (Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, in Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 9: 1-380. Warszawa
- Birkenmajer, K. (1967): Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej, Lower Silesian basalts as monuments of inanimate nature, *Osobne Odbicie Z Ochrony Przyrody* r. 32. Kraków 1967, p. 225.
- Birkenmajer, K. (1983): Uskok przesuwczy w północnym obrzeżeniu pienńskiego pasa skałkowego w Polsce. (Strike-slip faulting in the northern boundary zone of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians). *Stud. Geol. Pol.*, 77: 89-112., Warszawa
- Birkenmajer, K., (1984): Interrelation of neogene tectonics and volcanism in the Pieniny klippen belt of Poland, *Acta Geodet., Geophys. et Montanist. Hung.* V.19. (1-2), pp. 37-48.
- Birkenmajer, K., Jeleńska, M., Kadziałko-Hofmokr, M. & Kruczyk, J., (1972): Magnetic properties of Polish Tertiary basaltic rocks from the Opole region. Publications, Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 57: 59-68.
- Birkenmajer, K., Jeleńska, M., Kadziałko-Hofmokr, M., Kruczyk, J., Nowakowski A. (1973): Paleomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rock from Gracze, Lower Silesia. *Acta Geol. Polonica* 23, 245-271.
- Birkenmajer, K., Jeleńska, M., Kadziałko-Hofmokr, M. & Kruczyk, J. (1977) Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 47: 545-552.
- Birkenmajer, K., Jerzmański, J. & Nairn, A. E. M., (1970): Palaeomagnetic studies of Polish rocks. IV. Cenozoic basalts of Lower Silesia. *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 40: 31-61.
- Birkenmajer, K., Lorenc, M.W., Pécskay, Z. & Zagozdzon P.P. 2004: Age, cycles and course of migration of the Tertiary basaltic volcanism in Lower Silesia in the light of K/Ar dating. VIII (in Polish). *Ogólnopolska Sesja Naukowa Datowanie minerałów i skał*, 9-10.
- Birkenmajer, K. and Nairn, A.E.M. (1969). Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks V. The basic Tertiary basalts of Lower Silesia, Poland. *Geologische Rundschau* 58: 697-71.
- Birkenmajer K., Pécskay Z. (1999): K-Ar Dating of the Miocene Andesite Intrusions, Pieniny Mts., West Carpathians, Poland *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 47/2-3, 155-169.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z. (2002): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali Basaltic Rocks of the Opole Region *Bulletin of the Polish Academy of Sciences Earth Sciences* Vol. 50. No.1. pp. 31- 50.
- 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.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J. W., Lorenc, M. P., Zagozdzon, P. (2002a): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Neogene Basalts Near Ladek Zdrój, Sudetes Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (2002.), vol. 72: 119-129.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., W. Lorenc, M. P., Zagozdzon, P. (2002b): Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Early Miocene Basaltic Rocks Near Jawor, Fore-Sudetic Block, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (2002), vol. 72: 241-253.

- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., Lorenc, M. W. & Zagozdzon, P. P., (2004): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 1-19.
- Birkenmajer, K., Pécskay, Z., Grabowski, J., W. Lorenc, M. P., Zagozdzon, P.: Radiometric Dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. VI. K-Ar and Palaeomagnetic Data from Basaltic Rocks of the West Sudety Mountains and their Northern Foreland, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (2011), vol. 81: 115-131.
- Blusztajn, J., Hart, S.R., 1989: Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2689-1696.
- Blusztajn, J. and Shimizu, N., 1994. The trace-element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland. *Chem. Geol.*, 111: 227-243.
- Borcoş M., 1994: Volcanicity/metallogeny in the South Apuseni Mts. (Metaliferi Mts) in Field trip guide-Plate tectonics and metallogeny in the East Carpathians and Apuseni Mts., M. Borcoş and S. Vlad (Eds.). *Geol. Inst. Romania*, 32-43.
- Borcos, M., Lang, B., Peltz, S., Stan, N., (1973): Volcanisme neogene des Monts Gutii: *Rev. Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, Ser. Geol.*, 17, 82-93.
- Bortolotti, V., Carras, N., Chiari, M., Fazzuoli, M., Marcucci, M., Photiades, A. and Principi, G., (2002a). New geological observations and biostratigraphic data on the Argolis Peninsula: paleogeographic and geodynamic implications. *Ofioliti*, 27: 43-46.
- Bortolotti, V., Marroni, M., Pandolfi, L., Principi, G. and Saccani, E., (2002b). Alternation of MOR and SSZ basalts in Albanian ophiolites: Evidences of interactions between midocean ridge and subduction-related processes in an infant arc setting. *J. Geol.*, 110: 561-576.
- Böhmer, 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti kremnického rudného pol'a. *Acta Geol. et Geogr. Univ. Com. Geologica Nr. 11, Bratislava*, 5-123.
- Bukowski, K., Dudek, K., Wójtowicz, A. Durakiewicz, Z., Halas, S., (1997): Hornblenda jako materiał do oznaczania wieku radiometrycznego metoda K/Ar (Hornblende as material for radiometric dating by K/Ar method – in Posh). *IV Ogólnopol. Ses. Nauk. „Datorwanie Mineralów i Skał, UMCS Lubin*: 22-25.
- Cajz, V., Rapprich, V., Erban, V., Pécskay, Z., Radon M. (2009a): Late Miocene volcanic activity in the České středohorí Mountains (Ohře/Eger Graben, northern Bohemia). *SCI Geologica Carpathica* **60** (2009) 6:519-533.
- Cajz, V., Rapprich, V., P. Schnabl, Z. Pécskay, (2009b): A proposal on lithostratigraphy of Cenozoic volcanic rocks in Eastern Bohemia, *Geoscience Research Reports for 2008; Czech Geological Survey, Prague*, 9-14.
- Cajz, V., Schnabl, P., Pecskey, Z., Skácelová, Z., Venhodová, D., Šlechta, S., Šifnerová, K.,: (2012 in print) Implication of paleomagnetic record of the Late Cenozoic volcanic activity in Moravo-Silesian border – NE Bohemian Massif
- Capaccioni, B., M. Martini and F. Mangani, 1995. Light hydrocarbons in hydrothermal and magmatic fumaroles: hints of catalytic and thermal reactions. *Bull. Volcanol.*, 56, 593-600.
- Čechovič, V. and Vass, D., 1962: Kotázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia Modrého Kameňa. *Geologické Práce (Bratislava), Správy* 25, 160-182.
- Chernyishev, I.V., Háber, M., Kovalenker, V.A., Ivanenko, V.V., Jeleň, S. & Karpenko, M.I., 1995: To the age position of the magmatic events and epithermal Au-Ag-base metals mineralization in the central zone of the Banská Štiavnica stratovolcano: K-Ar data. *Geol. Carpathica*, 46, 6, 327-334.

- Chernyshev, I.V., Konečný, V., Lexa, J., Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Lebedev, V.A., Goltsman, Yu.V., v tlači: K-Ar and Rb-Sr geochronology and evolution of the Štiavica Stratovolcano, Central Slovakia. *Geologica Carpathica*
- Christofides, G., Pécskay, Z., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. & Koroneos, A. (2004): The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, Northeastern Greece); Petrology and K/Ar geochronology, *Geologica Carpathica*, 55, 5. Bratislava pp.397-409.
- Ciulavu, D. (1999): Tertiary tectonics of the Transylvanian basin. Ph.D. Thesis, Vrije Universiteit, Fac. Earth Sci., Amsterdam, 1-154.
- Csontos, L., (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian Area: a review. *Acta Vulcanologica*, 7, 1-13.
- Csontos, L., Márton, E., Worum, G., Benkovics, I. (2002): Geodynamics of SW Pannonian inselberg (Mecsek and Villány Mts., SW Hungary): inference from complex structural analysis. *EGU Muller Special Pub. Ser.* 3, 1-19.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovács, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: A model. *Tectonophysics*, 208, 1-3, 221-241.
- De la Roche, H., Letterier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analysis - its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- 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.
- 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., Jenner, G. A., Embey-Isztin, A., Downes, H. (2010): Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region. (Eds.) Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M. & O'Reilly, S. Y. (eds) *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geological Society, London, Special Publications, 337, 177-194.
- 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., Matthey, 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.
- Duda and Schmincke (1978): A. Duda and H.U. Schmincke, Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Germany). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 132 (1978), pp. 1-33.
- Duncan, R. A., Peterson, N., Hargraves, R. B. (1972): Mantle plumes, movement of the European plate and polar wandering. *Nature*, 239, 82-86., London
- Edelstein O., Bernad A., Kovacs M., Crihan M., Pécskay Z. (1992): Preliminary data regarding the K-Ar ages of some eruptive rocks from Baia Mare Neogene volcanic zone. *Révue Roumaine de Geologie*, 36, p. 45-60, Bucharest.

- Edelstein, O., Pécskay, Z., Kovacs, M., Bernad, A., Crihan, M., Micle, R. (1993): The age of the basalts from Firiza zone, Igriş Mts., East Carpathians, Romania. *Révue Roumaine de GEOLOGIE*, 37, p. 37-41, Bucharest.
- Eleftheriadis V. G. & Lippolt, H.J. (1984): Age determinations on Oligocene volcanites from the Southern Rhodope massif/Norther Greece, *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, 1984/3, 179-191.
- Eleftheriadis, V. G. & Staikopoulos, G (1997): Upper Miocene volcanic rocks at Neo Petritsi, Central Macedonia (N. Greece), *Geol. Balc.*, 27. 3-4, Sofia, 49-54
- 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., 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., Noske-Fazekas, G., Kurat, G., Brandstätter, F. (1985): Genesis of garnets in some magmatic rocks from Hungary. *Tschermak Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 34, 49-66.
- Fielitz, W., Seghedi, I., 2005. Late Miocene–Quaternary volcanism, tectonics and drainage system evolution in the East Carpathians, Romania. *Tectonophysics* 410, 111-136.
- Fodor, L. I., Gerdes, A., Dunkl, I., Koroknai, B., Pécskay, Z., Trajanova, M., Horváth, P., Vrabec, M., Jelen, B., Balogh, K. & Frisch, W. (2008): Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine-Pannonian-Dinaridic junction, Slovenia. *Swiss J. Geosci.*, **101** Supplement 1, S255-S271.
- Fülöp, A. (2003): The beginning of volcanism in Gutâi Mts.: paleovolcanological and paleosedimentological reconstructions. Ed. Dacia. Universitaria, seria Geologica, Cluj Napoca, 1-134. (in Romanian)
- Fülöp, A. & Crihan, M. (2002): Badenian and Sarmatian acid volcanoclastics of pyroclastic origin from Oas Mts., Eastern, Carpathians (North-Western Romania). *Rev. Roum. Geol.* 46, 61-72.
- Fülöp, A. & Kovacs, M. (2003): Petrology of Badenian ignimbrites, Gutâi Mts. (Eastern Carpathians). *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geol.*, XLVIII, 1, 17-28.
- Garner, E. L., Murphy, T. J., Gramlich, J. W., Paulsen, P. J., Barnes, I. L. (1976): Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium
- Géczy, B. (1973): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geologica Hungarica*, 17, 421-428.
- Georgiev, S., Marchev, P., Grozdev, V., Quadt, A., Peitcheva I. (2010): Petrology and age of Kozhuh volcano, SW Bulgaria, *Bulgarian Geological Society*, 62-63.
- Gméling, K., Bendő, Zs., Badics, B., Izing, I. and Harangi, Sz. (2000): Initiation of the calc-alkaline volcanism of the Visegrád Mts., Northern Hungary: Ignimbrite deposits from the Holdvilág Creek. *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva*, 37, sv. 3, Zagreb, p. 46. (abstract/poster)
- Gméling, Z. Kasztovszky, L. Szentmiklosi, Z. Revay and S. Harangi (2007): Boron concentration measurements by prompt gamma activation analysis: Application on miocene-quaternary volcanics of the Carpathian-Pannonian Region, *Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 271/2, 397-403.

- Grad, M., Guterch, A., Keller, G.R., Janik, T., Hegedűs, E., Vozár, J., Ślaczka, 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.
- Háber, M., Jeleň, S., Kovalenker, V., Černyšev, I., 2001: Model of epithermal ore mineralization of the Banská Štiavnica ore district (in Slovak). *Mineralia Slovaca* 33, 215-224.
- Hámor, G. (1985): A Nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 221-307.
- Hámor, G., (1997): A magyarországi miocén fejlődéstörténete és ösföldrajza. – In: Fülöp József emlékkönyv, MTA X. Osztály kiadványa, Budapest, pp. 231-250.
- Hámor, G., Ravasz-Baranyai L., Balogh, K., Árva-Sós, E. (1980): A magyarországi miocén riolituffa szintek radiometrikus kora. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról* p. 65-73.
- Harangi, Sz. (2001a): 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. (2001b): Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region – a review. *Acta Geologica Hungarica*, 44/2-3, 223-258.
- Harangi, Sz. (2002): Új eredmények a Kárpát-Pannon térség neogén vulkanizmusának ismeretéhez, MTA Doktori értekezés tézisei.
- Harangi, Sz., Korpás, L., Weiszbürg, T. (1999): Miocene calc-alkaline volcanism in the Visgrád Mts, Northern Pannonian Basin. *Beih. Eur. J. Mineral., Exkursion A*, 11, 2, 4-17.
- 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., Lukács, R., Szabó, Zs., Karátson, D., (2000): The Miocene Bükkalja Ignimbrite Volcanic Field, Northern Hungary. *Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva*, 37, 51.
- Harangi, Sz., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabó, Cs., Harangi, R. & Coradossi, N. (1995): Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). *Acta Vulcanol. Spec. Issue* 7(2), 173-188.
- Harzhauser, M., Piller, W., E. (2007): Benchmark data of a changing sea — Palaeogeography, Palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 253 (2007) 8-31.
- Horský, O., Muller, K. & Trávníček, L. 1972: Investigation of disturbance of the basalt sheet at the dam site Slezská Harta using geological and geophysical methods (in Czech with English resume). *Sbor. geol. věd, HIG*, 10, 39-57.
- Horváth, F. (1993): Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333-358.
- Horváth, F., Royden, L. (1981): Mechanism for the formation of the intra-Carpathian basins: a review. *Earth Evol. Sci.* 3, 4, 307-316.
- 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.
- Innocenti F., Kolios N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo G., Riba, L., (1984): Evolution and Geodynamic Significance of the Tertiary Orogenic Volcanism in Northeastern Greece, *Bull. Volcanol.*, 47-1, 1984, 25-37

- Jámbor, Á. (1989): Review of the Geology of the s.l. Pannonian Formations of Hungary *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 32/3-4, 269-324.
- Jerzmański, J., (1965): Geology of the north-western part of the Kaczawa Mountains and of their eastern extent. (In Polish, English summary). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 185: 109-193.
- Jiříček, R. (1979): Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. In: Mahel, M. (Eds.) *Tectonic profiles through the West Carpathians* Geol. Ustav D. Stur, 205-214.
- Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. & Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. Západné Karpaty, Bratislava, *Geológia* 18, 7-98.
- Kantor, J. and Ďurkovičová, J., (1985): Genetic characteristics of selected mineralizations in Western Carpathians (in Slovak). Open file report, archive ŠGÚDŠ, Bratislava
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Repčok, I., Ferenčíková, E., Hašková, A., Kovářová, A., Růčka, I. and Sládková, M., (1988): Isotopic research of metallogenetic processes, part I: The area Rudno - Brehy - Pukanec (in Slovak). Open file report, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- Kantor, J., Repčok, I., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Wiegerová, V. (1984): Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa radiometrického datovania. Rukopis, archív GSSR, Bratislava
- Karátson, D. (2007): A Börzsönytől a Hargitáig vulkanológia, felszínfejlődés, ösföldrajz, Typotex kiadó, Budapest
- 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 Mountains, Hungary: An Integrated study, 51, 5, 325-343.
- Kázmér, M. és Kovács, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit, *Acta Geol. Hung.*, 28, 71-84.
- 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.
- Kochanowska, J. & Żygadło, G., (1984): Dokumentacja geologiczna w kat. C1 z określeniem jakości kopaliny w kat. B i kat. C2 złoże bazaltu "Góra Trupień" (arch. mscr., in Polish). Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu.
- Koděra, P., Lexa, J., Fallick, A. E. (2007a): Paleohydrology and source of fluids of the Kremnica low-sulfidation epithermal Au-Ag deposit. In *ECROFI-XIX : 19th Biennial Conference European Current Research on Fluid Inclusions*. - University of Bern, p. 112.
- Koděra, P., Lexa, J., Fallick, A.E., Biroň, A., Gregor, M., Uhlík, M. and Kraus, I., (2010): Tracing low sulfidation systems from their roots down to foothills – example from the Kremnica ore and industrial minerals fields (Slovakia). *Acta Mineralogica-Petrographica: Abstract Series*, 6, 289.
- Koděra, P., Šucha, V., Lexa, J. and Fallick A.E., (2007b): The Kremnica Au-Ag epithermal deposit: an example of laterally outflowing hydrothermal system? In: Andrew et al. (eds.): *Digging Deeper – Proceedings of the Ninth Biennial Meeting of the SGA*, Dublin, Ireland. Irish Ass. For Economic Geology, vol. 1, p. 173-176.
- Konečný, V. (1970): Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. práce, Správy*, Bratislava, 51, s. 5-46.
- Konečný, V. (1971): Evolutionary stages of the Banská Štiavnica caldera and its postvolcanic structures. *Bull. Volc.* 35, 95-116.

- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. and Vass, D., (1969): Evolution of Neogene volcanism in central Slovakia and its confrontation with absolute ages. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, Budapest, 13, 245-258.
- Konečný V., Bezák V., Halouzka R., Konečný P., Miháliková A., Marcin D., Iglárová., Panáček A., Štohl J., Žáková E., Galko I., Rojkovičová L. & Onáčila D. (1998b): Explanatory notes to the geological map of the Javorie mountain range. GSSR, Bratislava, 1-304 (in Slovak with English summary)
- Konečný, V., Konečný P., Pécskay Z., (2011): A Vepor rétegvulkán: új paleovulkanológiai rekonstrukciója (Közép-Szlovákia), *Otvrený Congress Czech Repl.*, Moninec, 21-25. 09. 2011
- Konečný V., Lexa J. & Balogh K. (1999a): Neogene—Quaternary alkali basalt volcanism of Slovakia: review of volcanic forms and evolution. *Geol. Carpathica*, Spec. Issue 50, 112-115.
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K. (1999b): Neogene Quaternary alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carpathians) *Geolines (Praha)* 9, pp. 67-75.
- Konečný, V., Lexa, J., Balogh, K., Konečný, P. (1995 a): Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. *Acta Volcanologica*, 7, 167-171.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstřicová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P., Žáková, E. (1998a): Explanatory notes to the geological map of the Štiavnické vrchy and Pohronský Inovec mountain ranges (Štiavnica stratovolcano) (in Slovak with English summary). *Geologická služba SR*, Bratislava, 473 p.
- Konečný, V., Lexa, J., Hojstřicová, V. (1995b): 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.
- Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E. (1983): Stratigraphy of the Central Slovakia volcanic field. *Zapár. Karpathy, Sér. Geol.* 9, 1-203.
- Konečný, V., Miháliková, A., (1981): Intrusive complex of the Javorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 32, 247-268.
- Konečný, V., Pécskay, Z., et al. ³ (2010): Paleovolcanological reconstruction of the Vepor andesite stratovolcano (Central Slovakia) (*Geologica Balcanica* 39 (2010) 200). 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association. Thessaloniki, Greece, 23-26. Sept., 2010 0 0-X
- Konečný, V., Šefara, J., Pristaš, J. and Škvarka, L., (1979): Geology of Ipel basin and Krupina plateau. *Geol. ústav D. Štúra*, Bratislava, 1-277.
- Konečný, V., Štohl, J., (1991): Magmaticko-hydrotermálne a hydrotermálne explozívne brekcie centrálnej zóny stratovulkánu Javoria. *Západné Karpaty, sér. mineralógia, petrografia, geochemia, metalogenéza*, 14, s. 61-91.
- Kopecký, L., (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian massif.-*Sbornik geol. ved*, 31, 91-107.
- Kopecký, L., (1987): Young volcanism of the Bohemian Massif I – structural-geological and volcanological study (in Czech). *Geologie a hydrometalurgie uranu*, 11, 3, 30-67, Stráž pod Ralskem.
- Korpás, L. & Lang, B. (1993): Timing of volcanism and metallogenesis in the Börzsöny Mts, Northern Hungary. *Ore Geol. Rev.* 8, 477-501.
- Kouzmanov, K., von Quadt, A., Peytcheva, I., Harris, C.R., Heinrich, C.A., Roşu, E., Ivascanu, P.M. (2007): Miocene magmatism and ore formation in the South Apuseni Mountains, Romania: New genetic and timing constraints, *Proceedings of the Ninth Biennial SGA meeting*, Dublin 2007, p. 865-868.

- Kovács, I., és 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.
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Crihan, M., Edelstein, O., Gabor, M., Bernad, A., (1997a) K-Ar study of Neogene volcanic rocks from the Oaş Mts. (Eas Carpathians, Romania) *Rev. Roum. Géologie*, Tome 41, p. 19-28, 1997, Bucureşti
- Kovacs, M., Edelstein, O., Gabor, M., Bonhomme, M., Pécskay Z. (1997b): Neogene magmatism and metallogeny in Oaş-Gutâi-Țibleş Mts.; a new approach based on radiometric datings. *Rom. J. Mineral Deposits* 78, 35-45., Bucharest
- Kovacs, M., Edelstein O., Isvan, D., (1987): Andezitele din muntii Oas-Tibles; consideratii privind definirea si clasificarea lor pe baza datelor petrochimice. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Ser. Geol.*, 32, 12-25.
- Kovacs, M. & Fülöp, A. 2002: Neogene volcanism in Oas Mts., Eastern Carpathians, Romania. *Geol. Carpathica*, Spec. Issue 53, 208-210.
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Edelstein, O., Crihan, M., Bernad, A., Gabor, M. (1995a): The evolution of the magmatic activity in the Poiana Botizei-Țibleş area; a new approach based on radiometric datings. *Rom. J. Mineralogy* 77,1, 25, Bucharest
- Kovacs, M., Pécskay, Z., Gabor, M. (1995b): Neogene intrusive magmatic activity and Zn-Pb and Au-Ag epithermal mineralisations in Baia Mare region; a new approach based on radiometric datings. În „Plate tectonic aspects of alpine metallogeny în the Carpatho-Balkan region” - UNESCO-IGCP Project 356, 3rd Annual Meeting, Volume of Abstracts, p. 34, Athens
- Kozłowska-Koch, M., (1965): Gránitognejsy Pogórza Izerskiego (The granite-gneisses of Izera Highlands). *Arch. Miner.* 25, 1-2, p. 123-259. Warszawa
- Kozłowska-Koch, M., (1976): Petrography of ultramafic nodules in basaltoids from the environs of Ladek (Sudetes). *Bulletin, Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 24, 67-76.
- Kozłowska-Koch, M., (1981): Petrography of ultramafic nodules in the naphelinites from Ksienginki near Luban (Lower Silesia). *Arch. Mineral.*, 37., 33-59.
- Kozłowska-Koch, M., (1987): Classification and nomenclature of the Tertiary volcanic rocks of the Lower and the Opole Silesia. (In Polish, English summary). *Archiwum Mineralogiczne*, 42 (1): 43-95.
- Kraus, I., Chernishev, I.V., Šucha, V., Kovalenker, v. A., Lebedev, V. A. and Šamajová, E., (1999): Use of illite for K/Ar dating of hydrothermal precious and base metal mineralization in central slovak Neogene volcanic rocks. *Geol. Carpath* 50., 353-364.
- Kreuzer, H., Harre, W., Müller, P., Raase, P. & Raith, M., (1973): K/Ar Mineral Ages of the Venediger Area and the Eastern Zillertaler Alps (Hohe Tauern). - *Meet. Geotraverse I A*, Trento
- Kruczyk, J., Kadziako-Hofmokr, M., Jeleńska, M. & Birkenmajer, K., (1977a): Paleomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rocks from Góra św. Anny and Ligota Tułowicka, Lower Silesia. *Publications, Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, C3 (111): 1-17.
- Kruczyk, J., Kadziako-Hofmokr, M., Jeleńska, M., Birkenmajer, K. & Arakelyants, M. M., (1977b): Tertiary polarity events in Lower Silesian basalts and their K-Ar age. *Acta Geophysica, Polonica*, 25: 183-191.
- Kruczyk, J., Kadziako-Hofmokr, M. and Jeleńska, M., (1973): Origin of magnetic minerals and natural remanent magnetization of basaltic rock from Lower Silesia, Poland. *Pure and Applied Geophysics*, 110, 2031-2040.
- Kubovics, I., Pantó, Gy. (1970): *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben.* Akad. Kiadó, Budapest.

- Kural, S. (1982): Explanations to the geological map, 1:25,000 scale, sheet Stregom (in Polish). Polish Geological Institute (Warsaw)
- Lang, B., (1975): Neogene volcanic activity in the northern part of the Gutii Mts (Romania) *Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, Serie de Geologie* (1975), 19 69-78.
- Lang, B., Edelstein, O., Steinitz, G., Kovacs, M., Halga, S. (1994): Ar-Ar dating of adularia – a tool in understanding genetic relations between volcanism and mineralization: Baia Mare Area (Gutâi Mountains), North-western Romania. *Economic Geology*, 89, 174-180.
- Lantai, C. (1991): Genesis of garnets from andesite of Karanca Mountains. *Acta Geolog Hungarica* 34, 133-154.
- Lehotayova, R. and Priewalder, H. (1978): Cycloperfolithus, ein neue Nannofossil-Gattung aus dem Badenien der Zentralen Paratethys Cycloperfolithus, a new nannofossil genus from the Badenian of the central Paratethys (in *Chronostratigraphie und Neostratotypen; Miozaen der Zentralen Paratethys; M4--Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien)*, 6) VEDA Verl. Slov. Akad. Wiss., Bratislava, Czechoslovakia, 486-489.
- Lexa, J., (2000): Metallogeny of the Central Slovakia Volcanic Field. In: Jacko, S., Janočko, J., Lexa, J. eds.: *Geology and Prospecting in the carpathians*. *Mineralia Slovaca* 32, 3. str. 251-256.
- Lexa, J., (2010): Lithofacial analysis of the Jastrabá Formation (in slovak). In: Demko, R. et al., 2010: *Záverečná správa za geologickú úlohu Mapy paleovulkanickej rekonštrukcie ryolitových vulkanitov Slovenska a analýza magmatických a hydrotermálnych procesov*. Open file report, Archive ŠGÚDŠ, Bratislava
- Lexa, J. & Kaličiak, M. 2000: Geotectonic aspects of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. In: Jacko S., Janočko J. & Lexa J. (Eds.): *Geology and prospecting in the Carpathians*. *Miner. Slovaca* 2, 3, 205-210.
- Lexa, J., Konečný, V. (1974): The Carpathian Volcanic Arc: a discussion. *Acta Geologica Hungarica* 18, 279-294.
- Lexa, J., Konečný, 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.
- Lexa, J., Konečný, V. (1999): Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakus, M. (Ed.), *Geologic Development of the Western Carpathians*. GSSR, Bratislava, Bratislava, pp. 219-240.
- Lexa, J., Konečný, P., Hojstičova V. Konečný, V., Köhlerová, M., (1998): Petrologic model of the Štiavnica stratovolcano, Central Slovakia Neogene Volcanic Field. Abstract, XVIth congress CBGA, Vienna, 340.
- Lexa, J., Konečný, V., Konečný, M., Hojsticova, 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., Pécskay, Z. : Radiometric dating of rhyolites by conventional K/Ar method: Methodical aspects. *DATING* (2010): Dating of Minerals and Rocks, Metamorphic, Magmatic and Metallogenic Processes, as well as Tectonic Events. *DATOVANIE* 2010. Bratislava, Slovakia, 30 April, 2010. Proceedings. Ed.: Kohut, M. Bratislava, *Státny Geologický Ústav Dionýza Stur* 0 (2010) 21-22.
- Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., , Konečný, V. , Pécskay, Z., Fülöp, A., Kovacs, M.: (2010): Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Central European Journal of Geosciences* 2 3:207-270.
- Lippolt, H., Todt, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 6/332-352.

- Lips, A. (2002) Correlating magmatic–hydrothermal ore deposit formation over time with geodynamic processes in SE Europe. In: Blundell D, Neubauer F, von Quadt A (eds) The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen. Geological Society of London, Special Publications 204:69-79.
- Lupu, M., Kräutner, H., Ticleanu, N., Boştinescu, S., Bandrabur, T., Kräutner, F., Horváth, A. R., Nicolae, I., (1982): Geological map 1:50000, Deva Sheet. I.G.R., Bucharest
- Malkowski, S., (1918): Metamorfizm kontaktowy i żuła kruszcowa w Jarmucie pod Szczawnicą (Le métamorphisme du contact et le filon métallifère dans le mont Jarmuta près de Szczawnica). Spraw. Tow. Nauk. Warsz. (C.-R. Soc. Sci. Lettr. Vasovie), 11, 681-698.
- Manske, S, Hedenquist, J, O'Connor, G, Tămaş, C, Bauuet, B, Leary, S, Minut, A (2006): Roşia Montană, Romania: Europe's largest gold deposit. SEG Newsletter 64:1-15.
- Márton, E. & Márton, P. (1996): Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. In: Morris A. & Tarling D.H. (Eds.): Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region. Geol. Soc. Spec. Publ. 105, 153-173.
- Márton, E., Pécskay, Z., (1998): Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary, Acta Geol. Hung., 41/4, 467-476.
- Márton, E., Vass, D., Tunyi, I., (2000): Counterclockwise rotations of the Neogene rocks in the East Slovak basin. Geol. Carpath. 51, 159-168.
- 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.
- Mc Connell, V.S., Shearer, C.K., Eichelberger, J.C., Keskinen, M.J., Layer, P.W., and Papike J. J. (1995): Rhyolite Intrusions into the Intracaldera Bishop Tuff, Long-Valley Caldera, California: Journal of Volcanology & Geothermal Research, V. 67. p. 41-60.
- 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.
- 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. (1999): Small-volume volcanoclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékálka, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic flow or hydroclastic flow?, Földtani Közlemény 129/3, 393-417. (1999) Budapest
- Németh, K., Martin, U. Harangi, Sz. (1999): Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano., Acta Geologica Hungarica, 42/4, 349-377.
- Németh, K., Martin, U. Harangi, Sz. (2001): Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary) Journal of Volcanology and Geothermal Research 111 (2001) 111-135.
- Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gméling, K., Molnár, F., Cronin, S. (2006): Peperites and soft sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic cryptodome and dyke complex, Pálháza, Hungary. Physical Geology of Subvolcanic Systems: Laccoliths, Sills and Dykes. LASI II. Isle of Skye, UK. 1-3 April, 2006. Proceedings. The Geological Society 0, 36-39.
- Németh, K, White, J. D. L., Reay, A. M., Martin, U., (2003): Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields, Journal of the Geological Society, London, Vol. 160, 2003, 523-530.
- Nicolae, I. (1995): Tectonic setting of the ophiolites from the South Apuseni Mountains: Magmatic Arc and Marginal Basin. Rom. J. Tect. Reg. Geol. 76, 27-39.

- Nier, A. O. (1950): A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium, *Phys. Rev.* 77. p. 789-793.
- Noszky, J., (1930): Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. II. A miocén. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici*, 27, 159-204.
- 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.
- Pálffy, J., Mundil, R., Renne, Paul R., Bernor, R.L., Kordos, L. (2007): U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Miocene fossil track site at Ipolytarnóc Hungary and its implications. – *Earth and Planetary, Sciences Letters* 258 (2007) 160-174.
- 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., Pikija, M. (1987): Badenian andesites and pyroclastics from Baranja in Northern Croatia (Yugoslavia). *Acta Geol. Hung.*, 30, 1-2, 111-132.
- Pamić, J., Pécskay, Z. (1996): Geological and K-Ar ages of Tertiary volcanic formations from the southern part of the Pannonian Basin in Croatia - based on surface and subsurface data. *Nafta*, 47/6, 195-202.
- Panaiotu, C. (1998): Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of Romania. In: Sledzinski J (Ed.) *Monograph of Southern Carpathians*. Warsaw Institute of Technology, Institute of Geodesy and Geodetic Astronomy, Warsaw. Reports on Geodesy 7(37), 49-71.
- Panaiotu, C. (1999): Paleomagnetic studies in Romania: tectonophysics implications. (PhD thesis in Romanian), University of Bucharest, 150 pp. (in Romanian)
- Panaiotu, C.G., Pécskay, Z., Hambach, U., Seghedi, I., Panaiotu, C.E., Itaya, T., Orleanu, M. & Szakács A. (2004): Short-lived Quaternary volcanism in the Perșani Mountains (Romania) revealed by combined K-Ar and paleomagnetic data, *Geologica Carpathica*, 55, 4, 333-339.
- Pantó, G. (1962): The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 6, 307-331.
- Papp, D.C., Ureche, I., Seghedi I., Downes, H. & Dallai, L. (2005): Petrogenesis of convergent-margin calc-alkaline rocks and the significance of the low oxygen isotope ratios: the Rodna-Bârgău Neogene subvolcanic area (Eastern Carpathians). *Geol. Carpathica* 56, 1, 77-90.
- Pătrașcu, Ș., Panaiotu, C., Șeclăman, M. and Panaiotu, C.E. (1994): Timing of rotational motion of Apuseni Mountains (Romania): paleomagnetic data from Tertiary magmatic rocks. *Tectonophysics* 233, 163-176.
- Pécskay, Z. (1995): K-Ar koradatok a Kárpát-Balkán régió harmad- és negyedidőszaki vulkanizmusának kronológiájához. Összefoglaló kandidátusi tézisek. (in Hung.)
- Pécskay, Z., Balogh, K., Harkovska, A. (1991): K-Ar dating of the Perelik volcanic massif (Central Rhodopes, Bulgaria) *Acta Geol. Hung.* 34/1-2 p. 101-110
- Pécskay, Z., Balogh, K., Székyné-Fux, V., Gyarmati, P. (1986): Geochronological investigations on the Neogene volcanism of the Tokaj mountains. *Geol. Zbor. Geol. Carp.* 37 p. 635-655.
- Pécskay, Z., O. Edelstein, M. Kovács, A. Bernad, M. Crihan (1994): K-Ar age determination on Neogene volcanic rocks from Gutii Mts. (East Carpathians, Romania). *Geol. Carp.*, 45/6. pp. 357-363.
- Pécskay, Z., Edelstein, O., Seghedi, I., Szakács, A., Kovacs, M., Crihan, M., Bernad, A. (1995b): K-Ar datings of Neogene-Quaternary volcanic rocks in Romania. *Acta Vulc.*, 7/2, 53-61.

- Pécskay, Z., Gméling, K., Lexa, J., Konečný, V., Birkenmajer, K.: Comparison and connection between Neogene andesite intrusions following the calc-alkaline arc in the West Carpathians (Abstr.: pp. 91-92). 3rd International Maar Conference. Malargüe, Argentina, 14-17 April, 2009 **0** (2009) 0-X
- Pécskay, Z., Harkovska, A., Hadjiev, A. (2000): K-Ar dating of Mesta volcanics (SW Bulgaria) *Geologica Balcanica*, 30. 1-2. Sofia, Jun. 2000, p. 3-11.
- Pécskay Z., Harkovska A., Petrov P. S., Popov M.: K-Ar dating of Kozhuh volcanic body (SW Bulgaria). *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences* 64 (2011)2:263-268.
- Pécskay, Z., Harkovska, A., Ziderov, N., Zagorchev, I., Popov, M., Panteva, V. (2001): K-Ar dating of the Tertiary volcanic rocks from Ograzden and Maleshevska Mountains, South-Western Bulgaria, *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Science*, 54/4, 71-76
- Pécskay, Z., Lexa, J. (2010): Radiometric dating of rhyolites by conventional K/Ar method: Methodology (*Geologica Balcanica* 39 (2010) 301). 19th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association. Thessaloniki, Greece, 23-26 Sept., 2010 **0** (2010) 0-X
- Pécskay, Z., Molnár, F., Itaya, T., Zelenka, T. (2005): Geology and K-Ar geochronology of illite from the clay deposit at Füžerradvány, Tokaj Mts., Hungary. *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged, **46** 1-7.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., Žec, B. (1995a): Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. *Acta Vulc.*, 7/2, 15-28.
- 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, 6, pp. 511-530.
- Pécskay, Z., Kaliciak, M., Konečný, V., Lexa, J., Zec, B. (2002): Geochronology of the Neogene volcanism in the Vihorlatske vrchy mountain range, Eastern Slovakia. *Geol. Carp.* V. 53. Spec. Issue, Proc. 17th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Ass., pp. 203-205.
- Pécskay, Z., Molnár, F. (2002): Relationships between volcanism and hydrothermal activity in the Tokaj Mts., NE Hungary, based on K-Ar ages. *Geol. Carpathica*, 53/5, 303-314.
- Pécskay, Z., Molnár, F., et al.: Relationships of rhyolite magmatism and epithermal systems in the Central Slovakia and Tokaj Mts, regions of the Western Carpathians: K/Ar dating of volcanic and hydrothermal processes (*Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, 6 (2010), 297), 20th General Meeting of the International Mineralogical Association. Budapest, Hungary, 21-27 Aug., 2010
- Pécskay, Z., Přichystal, A., Tomek, Č. & Zapletal, J. (2009): New radiometric data of volcanics from northern Moravia and Silesia. (in Czech). *Moravskoslezské paleozoikum*, 2009, 15-16.
- Pécskay, Z., Seghedi, I., Kovács, M., Szakács, A., Fülöp, A.: Geochronology of the Neogene calc-alkaline intrusive magmatism in the "Subvolcanic Zone" of the Eastern Carpathians (Romania). *SCI Geologica Carpathica* 60 (2009) 2:181-190.
- Pécskay, Z., Gméling, K. (2010): Role of the intrusive processes within the evolution of the Neogene-Quaternary calc-alkaline volcanism of the Carpathians, International Maar Workshop – Tapolca, Hungary, 13-15 Augustus 2010
- Pfeiffer, L., Pilot, J., (1974): Zum Alter tertiärer Effusivgesteine im Erzgebirge. – *Z. geol. Wiss.*, 11. 1337-1338; Berlin
- 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.
- Poultidis, H. & Scharbert, H. G. (1986): A report on geochemical and petrological studies on basaltic rocks in the Austrian part of the Transdanubian volcanic region. *Anz. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwis.* 123, 65-76. (in German).
- 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.
- Rapprich, V., Cajz, V., Košťák, M., Pécskay, Z., Řídkošil T., Raška P., Radoň M., (2007) Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: a case study on character of volcanic activity of the Jičín Volcanic Field (NE Bohemia) and subsequent erosion rates estimation. *J Geosci* 52: 169-180.
- Ravasz Cs. (1987): Neogene volcanism in Hungary. – *MÁFI Évk.* 70. pp. 275-280.
- Repčok I. (1978): Age of some volcanic rocks in the Central Slovakia volcanic field based on the method of Uranium fission tracks. *Geol. Práce, Spr.* 71, 69-76. (in Slovak).
- Repčok, I., (1979): Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou fission track. Open file report, archive ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Repčok, I., (1981): Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. *Západné Karpaty, sér. min. petr. geoch. metal.*, Bratislava, 8, s. 59-104.
- Repčok, I., (1982): Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Open file report, archive ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Roșu 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.
- Roșu, 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 Mitteilungen*, 84, 1-2, 153-172.
- Roșu 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.
- 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., Burchfiel, B.C. (1982): Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bul.*, 93, 717-725.
- Saccani, E., Nicolae, I. and Tassinari R. (2001): Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the south Apuseni Mountains (Romania); petrological and geochemical evidence *Ophioliti* (June 2001), 26(1), 9-22.
- Sakala, J., Rapprich, V., Pécskay, Z. (2010): Fossil angiosperm wood and its host deposits from the periphery of a dominantly effusive ancient volcano (Doupovské hory Volcanic Complex, Oligocene-Lower Miocene, Czech Republic): Systematics, volcanology, geochronology and taphonomy. *Bulletin of Geosciences* 85 (2010) 4, 617-629.
- 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.

- Sândulescu, M., Kräutner, H.G., Balintoni, I., Russo-Sândulescu, D. & Micu, M. (1981): The structure of the East Carpathians. (Guide Book B1), Carpathian-Balkan Geol. Assoc., 12th Congress, Bucharest, 1-92.
- Savu, H., Udrescu, C., Neascu, V., Stoian, M., (1994): The Quaternary quartz trachyandesite of Uroi (Mures Valley). Petrology, geochemistry and origin., *Rev. Roum. Geol.*, 38, 9-23.
- 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., Downes, H., Harangi, S., Mason, P.R.D., Pécskay, Z., (2005): Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485-499.
- Seghedi, I., Downes, H., Pécskay, Z., Thirlwall, M.F., Szakács, A., Prychodkoe, M., Matthey, 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., Szakacs, A., Balogh, K., Pecskey, Z. (2004b): Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review. *Tectonophysics*, xx
- Seghedi, I., Ntaflos, T., Pécskay, Z. : The Gataia Pleistocene lamproite: a new occurrence at the southeastern edge of the Pannonian Basin, Romania. Geological Society, London, Special Publications 293 (2008) 83-100.
- Seghedi, I., Szakács, A., Pécskay, Z. & R. D. Mason, P. (2005): Eruptive history and age of magmatic processes in the Calimani volcanic structure (Romania). *Geologica Carpathica*, vol. 56, 1/2005, pp. 67-75.
- Seghedi, I., Szakács, A., Rosu, E. , Pécskay, Z. , Gmeling, K.: Note on the evolution of a Miocene composite volcano in an extensional setting, Zarand Basin (Apuseni Mts., Romania). *Central European Journal of Geosciences* 2 (2010) 321-X.
- Seghedi, I., Szakács, A., Snelling, N. J. & Pécskay, Z. (2004c): Evolution of the Neogene Gurghiu mountains volcanic range (East Carpathians, Romania), based on K-Ar geochronology, *Geologica Carpathica*, 55, 4, 325-332.
- 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.
- Šimon, L. & Halouzka, R., (1996): Pútíkov vršek volcano – the youngest volcano in the Western Carpathians. *Geol. Mag. (Bratislava)*, 2/96, 103-123.
- Sitár, V. & Dianiška, I. 1979: Flora in Neogene volcanic rocks at Vyšný and Nižný Skálnik. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* 4, 147-150 in Slovak).
- Skácelová, Z., Rappich, V., Valenta, J., Hartvich, F., Srámek, J., Radon, M., Gazdová, R., Nováková, L., Kolinský, P., Pécskay, Z. (2010) : Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences* 55 (2010) 299-X.
- 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.
- Sperner, B., Ratschbacher, L., Nemcok, M. (2002): Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians. *Tectonics* 21, 1.

- Stefan A., Roşu A., Bratosin i., Colios E. (1986): Petrological Study of the Alpine Magmatites in the Link Zone Between the Apuseni Mountains and Oas-Gutai-Tibles Volcanic Chain. D. S. Enst. Geol. Geofiz. 70-71/1, 243-262. Bucuresti
- Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977): Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett. 12, 359-362.
- Štěpančíková P., Hók J., Nývlt D., Dohnal J., Sýkorová I. and Stemberk J. (2010): Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). Tectonophysics, 485, 269-282.
- Štohl, J., (1976): Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. Západné Karpaty, GÚDŠ Bratislava, sér. mineral., petrogr., geoch., ložiska 2, 7-40.
- Štohl, J. et al., (1979): Metallogenetic map of the Central Slovakia Volcanic Field (in Slovak). Open file report, Archive ŠGÚDŠ, Bratislava.
- Štohl, J., Határ, J., Mihaliková, A., Žáková, E., (1985): Závěrečná správa za štruktúrny vrt KŠ-33 Javorie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Štohl, J., Konečný, V., Mihaliková, A., Žáková, E., Marková, M. a Rojkovičová, L., (1981): Metalogenetický výskum Javoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava
- Stosch H. G., Lugmair G. W., (1986): Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of perioditi xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of subcontinental lithosphere. Earth Planet. Sci. Lett., 80: 281-298.
- Surmont, J., Săndulescu, M., Bordea, S., (1990): Mise en évidence d'une réaimontation fini Crétacée des Séries Mésozoïques de l'Unité de Bihor (Monts Apuseni, Roumanie) et de sa rotation horaire ultérieure. C. R. Acad. Sci. Paris 310 (2), 213-219.
- 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.
- Szabó, Cs., Vaselli, O., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., Caradossi, N., Kubovics, I., (1995) :Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. Acta Vulcanol. 7, 249-263.
- Szakács, A. 2000: Petrologic and tephrologic study of the Lower Badenian volcanic tuffs in the north-western Transylvanian Basin (in Romanian). PhD thesis, University of Bucharest.
- Szakács, A. & Fülöp, A. (2002): Correlating Badenian rhyolitic pyroclastics of the Western Gutai Mts. with the Dej Tuff Complex. Rom. J. of Mineral Deposits 80, 117-121.
- Szakács, A., Pécskay, Z., Silye, L., Balogh, K., Vlad., D. & Fülöp., A. (2012): Radiometric and biostratigraphic age constraints on the Dej Tuff, Transylvanian Basin, Romania, Geologica Carpatia, (in press 2012)
- Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T. & Seghedi, I. (1998): Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. Acta Geol. Hung. 41, 4, 413-435.
- Szederkényi T.(1980): Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya county, South Hungary, Acta. Min. Petr. ,Szeged, 24, 235-244.
- Széky-Fux, V. and Pécskay, Z. (1991): Covered Neogene volcanic rocks at the eastern and northern areas of the Pannonian basin, Hungary. In: S. Karamata (ed.): Geodynamic evolution of the Pannonian basin. Serbe Acad. Sci. Arts, Acad. Conf. 62, Dept. Nat. Math. Sci. 4. (Belgrade) p. 275-287.
- Széky-Fux, V., Pécskay, Z., Balogh, K. (1987): Miocene volcanic rocks from boreholes in Transtibiscia (Hungary) and their K/Ar chronology. Bull. Acad. Serbe Sci. Arts Classe Sci. Nat. 92 p. 109-128.

- Tomek, C., Hall, J., (1993): Subducted continental-margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. *Geology*, 21, 6, 535–538.
- Trajanova, M., Pécskay, Z., Itaya, T., (2008): K-Ar geochronology and petrography of the Miocene Pohorje Mountains batholith (Slovenia). *SCI Geologica Carpathica* 59 (2008) 247-260.
- Trua, T., Serri, G., Birkenmajer, K., Pécskay, Z. (2006): Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Mts Pieniny dykes and sills (West Carpathians): Evidence for melting in the lithospheric mantle. *Lithos* 90, pp. 57-76.
- Udubasa, G., G. Istrate, E. Dafin, and A. Braun (1976): Mineralizațiile polimetalice de la Bocsă (la nord de Sacarimb, Munții Metaliferi) The Bocsă polymetallic mineralization, north of Sacarimb, Munții Metalici Dari de Seama ale Sedintelor - Institutul de Geologie și Geofizica. 3. *Paleontologie* 62(2): 97-124.
- Ulrych J., Dostal J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E & Balogh K. 2011: Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos*, 123, 133-144.
- Ulrych, J., Balogh K., Cajz, V., Novák, J. K., Frána, J. (2002a): Cenozoic alkaline volcanic series in western Ohře (Eger) rift: age relations and geochemical constraints. *Acta Montana IRSM AS CR Series A No. 21 (125)* pp. 55-76.
- Ulrych, J., Pivec, E., Lang, M., Balogh, K., and Kropáček, V., (1999): Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif. – *Geolines*, 9, 123-129.
- Ulrych, J., Štěpánková, Jana, Lloyd, Felicity, E., Balogh, K. (2003): Coexisting Miocene alkaline volcanic series associated with the Cheb-Domažlice graben (W Bohemia): geochemical characteristics. *Geol. Carp.*, 54, pp. 53-64.
- Urry (1936): Ages by the Helium method: II Post-Keweenaw – *N. Bull. geol. Soc. Amer.*, 47: 1217-1234, 3 Tab, New York.
- Varga, Gy., Csillag-Teplánszky, E., Félégyházi, 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.
- Vass, D., (1977): Príbeľské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza (Príbeľce beds, their sedimentary textures and genesis). *Západné Karpaty, Ser. Geológia*, 2, 145-198.
- Vass D., Konečný V., Šefara J., Pristaš J. & Škvarka L. (1979): Geology of Ipelská depression and Krupinská planina Mountains. *GÚDŠ*, Bratislava, 1-277. (in Slovak with English summary)
- Wallier S, Rey R, Kouzmanov K, Leary S, Heinrich CA (2006): Magmatic fluids in the breccia-hosted epithermal Au-Ag deposit of Rosia Montana (Romania. *Economic Geology* 101, 923-954.
- Wedepohl, K. H., (1985): Origin of the Tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian Depression. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 122-143.
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U. and Balogh, K. (2005): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Neogene phreatomagmatic volcanism in the western Pannonian Basin, Hungary. *Journal of Petrology* [in review]
- Wimmenauer, 1974: The alkaline province of central Europe and France. In Sargensen, H. (Ed.): *The alkaline rocks*. – London, New York, Sydney, Toronto
- Wojno, T., Pentlakowa, Z. & Szarras, S. (1951): Investigations of Lower Silesian basalts in the years 1950-1951 (in Polish, unpublished). *Państwowy Instytut Geologiczny, Archiwum* (Warszawa).

- Wortel, M. J. R., Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Youssef M.M.M. (1978): Large-scale geological survey of the mt. wżar andesites, Pieniny Mts., Poland, *Studia Geologica Polonica*, Vol. LVI, Warszawa
- Zagożdżon, P. (2001): „Sunburn” („Sonnenbrand”) in Tertiary basalts of Lower Silesia and possibilities of utilizing them (in Polish). Ph. D. Thesis
- 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.
- Žec, B., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko, S. et al., (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1:50 000. GS. SR Bratislava
- Zelenka T., Póka T., Mártonné Szalay E., Pécskay Z., (2005): A Tari Dácittufa Formáció típus-szelvényének felülvizsgálata. (in Hung.), A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004 0 (2005) 73-X.
- Zlínska, A. , Halásová, E. (1999): Correlation of Badenian foraminifer and nannoplankton associations from borehole VTB-1 (BRUTY, SE part of the Danube Basin). (Environmentálny, sedimentárny a štruktúrny vývoj terciérnych a mezozoických sekvencií Západných Karpát. Abstrakty z konferencie, Bratislava 11.-12. december 1997.
- Zlínska, A., Halásová, E., Antolíkavá, S., (1997): Zhodnotenie foraminiferových a nanoplanktónových asociácií z vrtu VTB-1 (Bruty, JV časť Podunajskej panvy). / In: *Zem. Plyn Nafta.*- 42, 1997, 2.- S. 157-167.

A DOLGOZATHOZ HASZNÁLT TÉRKÉPEK

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

Erdély és a részek térképe és helységnévtára
Készült Lipszky János 1806-oban megjelent műve alapján
Szerkesztette: Herner János
Felelős kiadó: Kristó Gyula, Penna Kisszövetkezet
Szeged
1987

SZLOVÁKIA
DIMAP Budapest, 1993
Felelős kiadó: Fodor Andrea, Kovács Zsolt

ERDÉLY
DIMAP Budapest, 1993
4. kiadás
Felelős kiadó: Fodor Andrea, Kovács Zsolt

MAGYARORSZÁG és a Kárpát-medence vidéke
Budapest 2002
Készítette: Lazányi János László

KÁRPÁTALJA

M. Kir. Honvéd Térképészeti Intézet, Budapest

MH Tóth Ágoston Térképészeti Intézet

Felelős kiadó: Németh László