

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM

**ORSZÁGOS
TUDOMÁNYOS
DIÁKKÖRI DOLGOZAT**

Pintér Nóra Edit

**Szeged
2023**

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR
ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK

**A Zempléni-egység paleozoikumi vulkanit és
vulkanoszediment betelepüléseinek geokémiai
összehasonlítása szakirodalmi adatok alapján**

TUDOMÁNYOS DIÁKKÖRI DOLGOZAT

Készítette:
Pintér Nóra Edit
Földtudományi BSc szakos hallgató

Témavezetők:
Dr. Raucsik Béla
adjunktus

Dr. Raucsikné Dr. Varga Andrea
adjunktus

Szeged
2023

Tartalomjegyzék

Összefoglaló.....	4
1. Bevezetés	5
2. Földtani háttér.....	6
2.1. Általános szerkezeti helyzet	6
2.2. A Zempléni egység elhelyezkedése	7
2.3. A Zempléni-egység földtani megismerésének tudománytörténeti áttekintése	9
2.4. A Zempléni-egység litosztatigráfiai felépítése	11
2.5. Az összehasonlító minták rövid bemutatása	15
3. Adatok, módszertani háttér	17
4. Geokémiai vizsgálatok	21
4.1. A Zemplénikum területéről származó minták geokémiai jellegei.....	21
5. Geokémiai korreláció.....	27
5.1. A zemplénikumi minták összehasonlítása a Tésenyi Homokkő Formációval....	27
5.2. A zemplénikumi minták összehasonlítása a Gyűrűfői Lapillitufa Formációval	31
6. Diskusszió.....	35
7. Összefoglaló következtetések	38
Irodalomjegyzék	40

Összefoglaló

A Zempléni-egységet (Zemplénikum) korábban a Tisza-főegység részének tekintették, viszont napjainkban már az ALCAPA-főegységhez sorolják. Az egységet kristályos kőzetek mellett permokarbon rétegsor építi fel, amely vulkanit és vulkanoszediment betelepüléseket tartalmaz, ezt egy mezozoikumi, uralkodóan triász összlet fedi. Munkámban a vulkanit és vulkanoszediment szinteknek a fő- és nyomelem geokémiai összehasonlítását végeztem el részben már publikált, részben publikálatlan szakirodalmi adatok felhasználásával abból a célból, hogy adatokkal járuljak hozzá az egység korrelációjához. A Zemplénikum magyarországi és szlovákiai területéről származó minták adatsorait összehasonlítottam egymással, valamint a Dél-Dunántúlról ismert karbon Tésenyi Homokkő Formáció vulkáni eredetű kavicsanyagának, továbbá a perm Gyűrűfüi Lapillitufa Formáció vulkanoszediment és vulkanit kőzeteinek összetételével. Munkám során a nemzetközi irodalomban széleskörűen használt, normált fő- és nyomelem diagramokat, valamint főelemre épülő diszkriminációs diagramokat alkalmaztam. Megállapítható, hogy a vizsgált zemplénikumi karbon és perm minták elemeloszlása hasonlít egymásra. A korrelációs mintákkal összehasonlítva is azonos tendenciákat mutatnak, a MgO- és a CaO-tartalomban általában számottevő szegényedést, míg a Na₂O- és a K₂O-tartalomban nagymértékű dúsulást mutatnak. A különböző korú és eltérő formációkba sorolt zemplénikumi minták hasonlóságát utólagos folyamatok is okozhatták, melyek homogenizálták az összetételt. A nemzetközi irodalomban másként értelmezik az analóg közép-európai képződményeket: míg a karbon vulkanitokat és vulkanoszedimenteket posztorogén típusúaknak, addig a fiatalabb permieket egy riftesedéshez kapcsolódó vulkanizmus eredményének tekintik. A minták fő- és nyomelem geokémiai hasonlósága azonban nem utal eltérő nagytektonikai környezetben való keletkezésre. A dolgozatom eredményei alapján elmondható, hogy új, nagyobb számú mintagyűjtés, valamint azok többszemponú vizsgálata (petrográfia, geokémia, koradatok) szükséges a képződmények korának és rétegtani hovatartozásának pontosításához.

1. Bevezetés

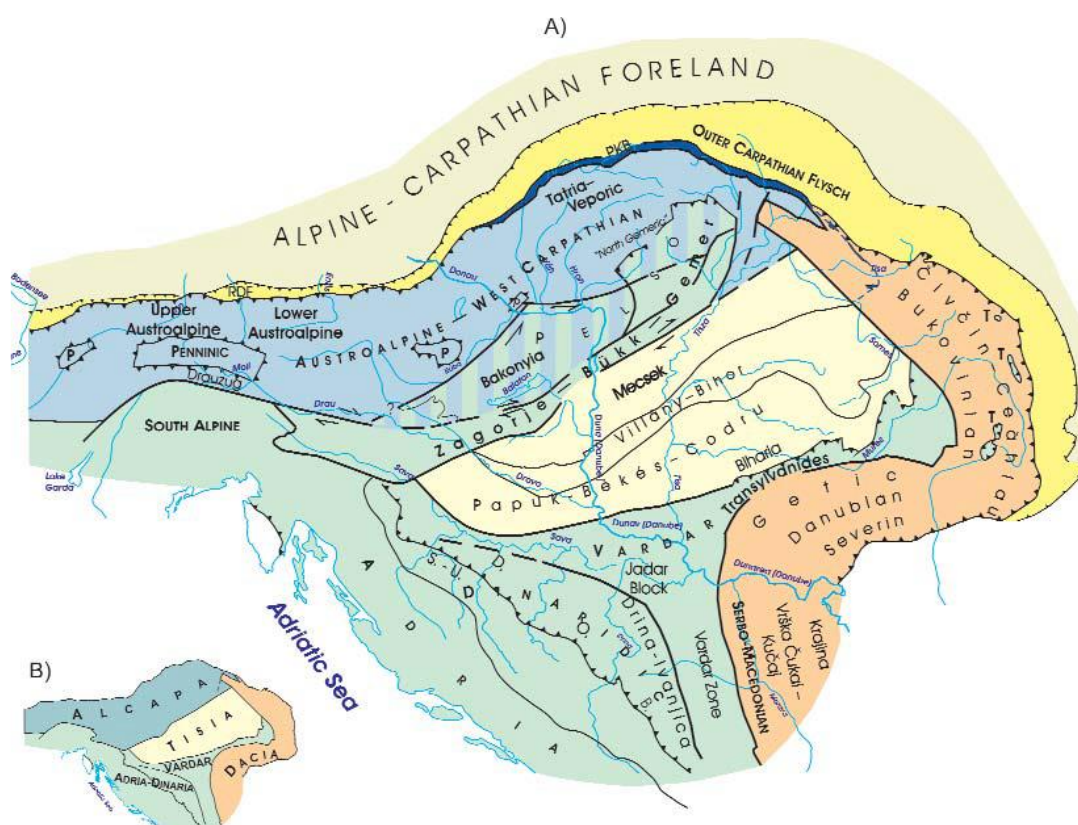
A Zemplénikumot (más néven Zempléni-egységet), mint önálló tektonikai egységet először SLÁVIK (1976) definiálta. A Zemplénikumot a kristályos kőzetek mellett permokarbon rétegsor építi fel, amely vulkanit és vulkanoszediment betelepüléseket tartalmaz; ezt egy mezozoikumi, uralkodóan triász összlet fedi (VOZÁROVÁ et al. 2018). Az egységet alkotó kőzetek rétegtani helyzete és földtani hovatartozása a mai napig sem teljesen egyértelműen tisztázott. A korábbi nézetek szerint sokáig a Tiszai-főegység részeként kezelték (pl.: FÜLÖP 1994), napjainkban viszont már a Tátrai-szuperterréniumhoz, vagyis a Tátra–Vepori-főegységhez (VOZÁROVÁ & VOZÁR 1995), azaz az ALCAPA-hoz tartozónak tekintik (pl.: VOZÁROVÁ et al. 2009). A Zempléni-egység magyarországi és szlovákiai területéről származó karbon és perm vulkanit és vulkanoszediment szintjeiből rendelkezésre álló adatok egymással, valamint a Tisia azonos korú, más képződményeiből származó adataival történő összehasonlítása nem történt meg. A probléma földtani korrelációs jelentőségét aláhúzza, hogy ugyanakkor a nemzetközi irodalomban másként értelmezik az analóg közép-európai képződményeket; míg a karbon vulkanitokat és vulkanoszedimenteket posztorogén típusúaknak, addig a fiatalabb permieket egy riftesedéshez kapcsolódó vulkanizmus eredményének tekintik (AWDANKIEWICZ 2022).

Célom a Zempléni-egység paleozoikumi rétegsorából rendelkezésre álló teljes kőzet geokémiai adatsorok (ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978, VOZÁROVÁ et al. 2018) áttekintése és értelmezése. Összesen tíz mintáról áll rendelkezésre geokémiai adatsor, ötről főelem, ötről fő- és nyomelem geokémiai adatsor is. Az adatokat a geokémiában használatos referencia összetételekre (kondrit: BARRAT et al. 2012; primitív köpeny: PALME & O'NEILL 2003) normáltam, majd az így kapott eredményeket értelmeztem. Az adatokat összevetettem kilenc (három különböző fúrásból származó) dél-dunántúli, a Tésenyi Homokkő Formáció szeparált konglomerátum kavicsaiból származó adatsorral, továbbá a permi Gyűrűfüi Lapillitufa Formáció különböző előfordulási helyéről származó adatsorokkal, öt mintával a Nyugat-Mecsekből, valamint négy különböző fúrással a Villányi-hegység északi előteréből, három mintával a Batai-hátról és Kelebia térségében mélyült fúrásokból származó adatsorokkal is. A meglévő adatok alapján történő összehasonlítás lehetőséget nyújt az eddigi ismeretek rendszerezésére, a háttérismeretek modern szemléletű összegzésére, ezen kívül alapja lehet egy jövőbeli, új minták és mérések alapján történő kutatásnak.

2. Földtani háttér

2.1. Általános szerkezeti helyzet

A Cirkum-Pannon régió öt nagytektonikai egységből áll (ALCAPA-, Adria–Dinaria-, Vardar-, Tisia-, Dacia-megaterrénum), nagyságuk és komplexitásuk miatt a megaterrénum elnevezés alkalmazható rájuk (1. ábra) (KOVÁCS et al. 2011). Komplex térrénummá alakulásuk a középső jurában kezdődött meg és a kora miocénig tartott.



1. ábra: A = A Cirkum-Pannon régió jelentős szerkezeti egységei: összetett térrénumok, térrénumok és főbb takarórendszerek; B = A Cirkum-Pannon régió megaterrénumai (KOVÁCS et al. 2011)

A Pannon-medence déli részét alkotó, európai eredetű Tisia-megaterrénumot a DNy–ÉK irányú Közép-magyarországi (másnéven: Zágráb–Zemplén) lineamens rendszer választja el az ALCAPA-megaterrénumtól, elsősorban az annak délkeleti részét alkotó dinári–dél-alpi eredetű Pelsői összetett térrénumtól (VOZÁR et al. 2010; KOVÁCS et al. 2011). KOVÁCS et al. (2011) értelmezése szerint a dolgozatom tárgyát képező területet, a Zemplénikumot az ALCAPA-megaterrénum részeként, az Ausztróalpi–Nyugati-Kárpáti összetett térrénumon belül a Tátra–Vepori összetett térrénumhoz sorolják, mint negyedrendű szerkezeti egységet.

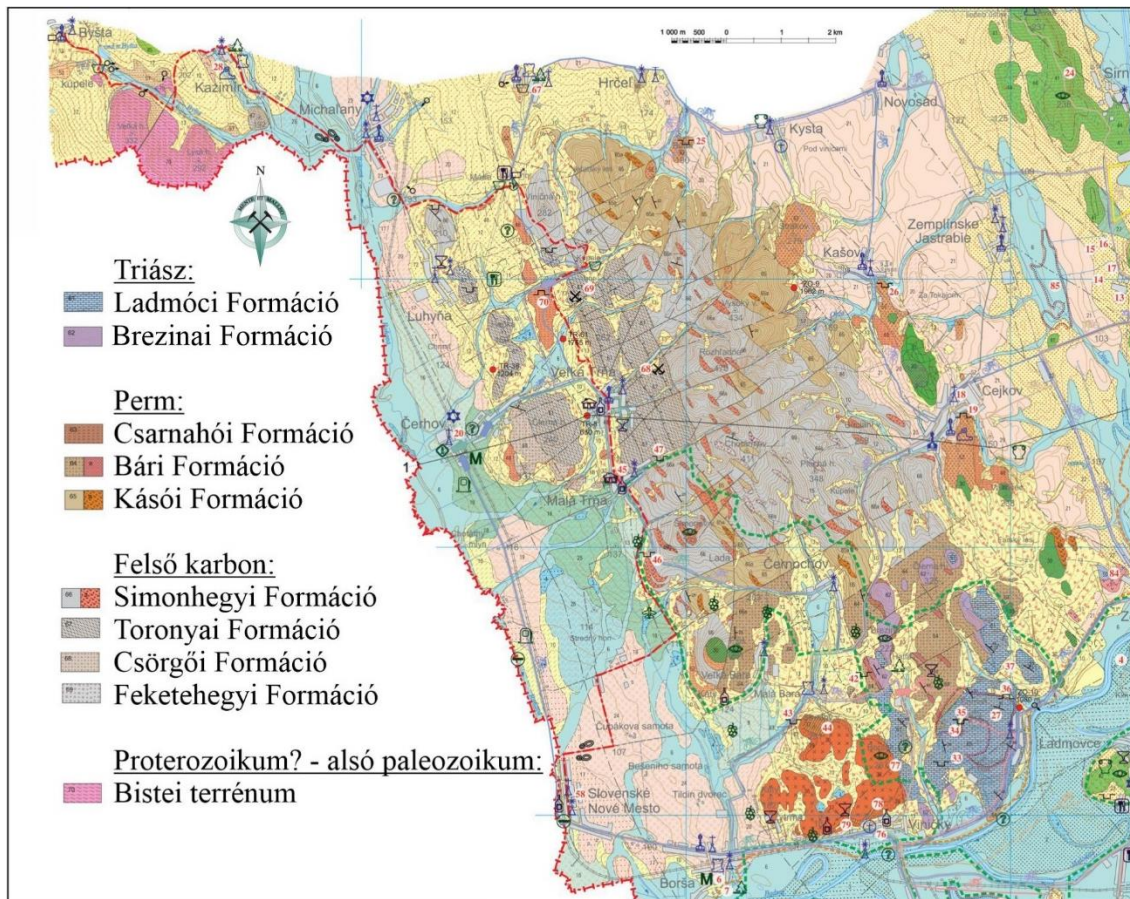
2.2. A Zempléni egység elhelyezkedése

A Zempléni-egység nagyobb része Szlovákiában található, de egy kisebb területe átnyúlik Magyarországra is. Aktuális nézeteink szerint a Zemplénikum aljzata, a fedő késő paleozoikumi és mezozoikumi képződményekkel együttesen egy ÉNy–DK csapású tektonikus blokkot alkot, amely a Kelet-Szlovákiai (Transzkárpáti)-medence kainozoikumi kitöltéséből emelkedik ki (KOBULSKÝ et al. 2011).

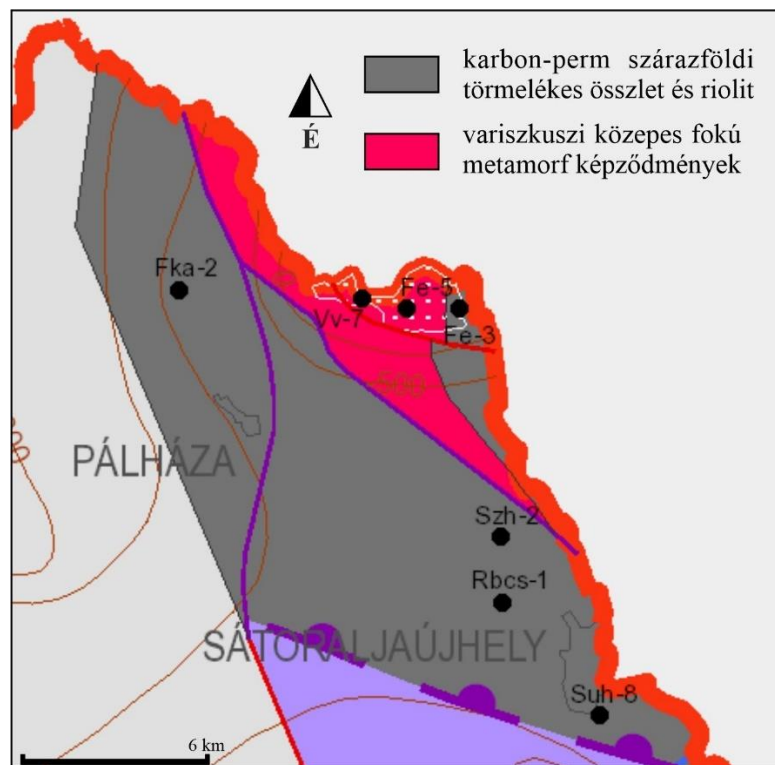
A szlovákiai területen aljzatát a Bistei terrén/Byšťa Terrane alkotja (VOZÁROVÁ & VOZÁR 1996), míg a magyarországi területen prevariszkuszi–variszkuszi képződmények építik fel, melyeket Vilyvitányi Csillámpala és Füzérkajatai Porfiroid Formációkra tagolnak (CSÁSZÁR 2005), ezeknek a felszínen csak kevés kibukkanásuk ismert.

Az aljzatot felépítő kőzetek mintegy 6 km hosszan és 2 km szélességben Szlovákia délkeleti részén bukkannak felszínre, átlépve Magyarország határát is (PANTÓ 1965; FÜLÖP 1994). Azokon a területeken, ahol nem ismert felszíni kibukkanás, a késő paleozoikumi és neogén üledékes fedő alatt számos fúrás erősítette meg a kristályos aljzat létét mind a szlovák, mind a magyar oldalon (PANTÓ 1965; GRECULA & EGYÜD 1982).

A 2. ábrán a Zemplénikum szlovákiai részének földtani térképe látható, míg a 3. ábra az egység magyarországi megjelenését mutatja.



2. ábra: A Zemplénikum szlovákiai oldalának földtani térképe (KOBULSKÝ et al. 2014)



3. ábra: Zemplénikum Magyarország területén (<http1>)

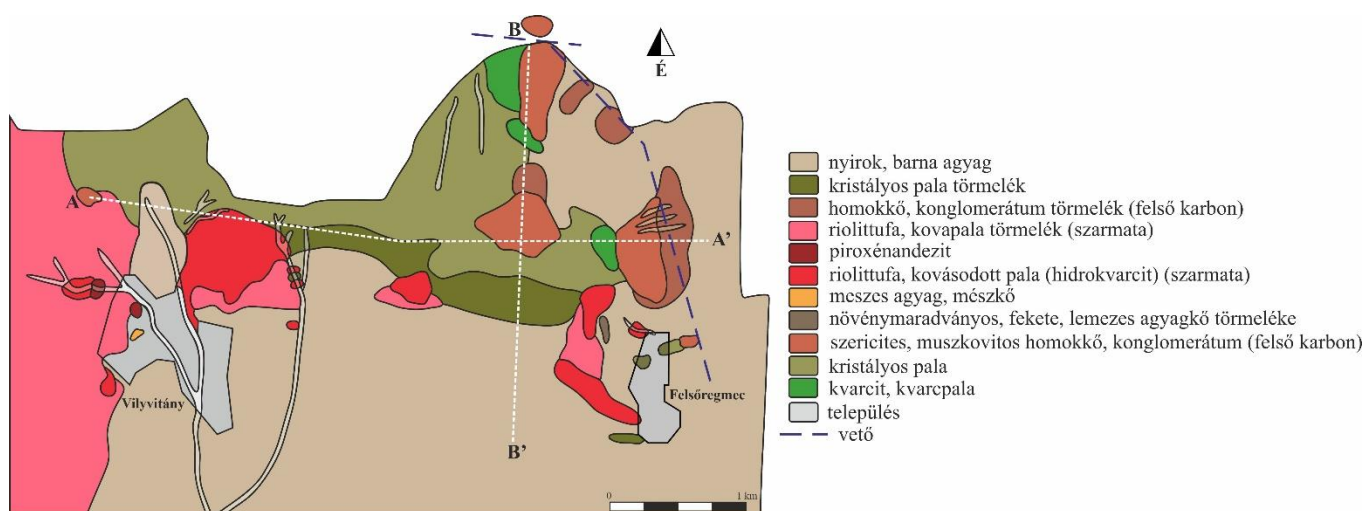
2.3. A Zempléni-egység földtani megismerésének tudománytörténeti áttekintése

A Zempléni-egység területén elsősorban nyersanyagkutatói célokból (kőszénkutató, SZÁDECZKY 1897; FERENCZI 1943; DANK 1956; kősókutató, ERHARDT 1962) többször végeztek térképezést.

Először 1891-ben (SZÁDECZKY 1897) észlelték és írtak le a kőszénbetelepüléseket tartalmazó karbon képződményeket, ezután nyilvánvaló gazdasági okokból nagyobb érdeklődés övezte a területet. Hazánk területén a Tokaji-hegység ÉK-i előterében a Vilyvitány-Felsőregmec vonaltól északra egy kb. 3 km²-es területen öt kisebb foltban fordul elő kőszén tartalmú felső karbon korú képződmény, míg határainkon túl a Zemplénikum területén már több kisebb bányát is telepítettek, melyek szintén ugyanezen formációból termeltek (JÁMBOR 1998). Ezek után FERENCZI (1943) vizsgálta a Zempléni-egység földtani viszonyait, szintén kőszénkutatói céllal.

A legátfogóbb földtani–rétegtani leírást a Zemplénikum magyarországi részéről DANK (1956) készítette, az ő munkáját az alábbiakban összefoglalóan ismertetem.

DANK (1956) a magyar oldalon, az északkeleti szlovákiai határmenti földtani képződményekről készített átfogó jelentést a korábbi adatok, valamint általa gyűjtött új felszíni minták alapján (4. ábra), majd ezekből kiindulva javaslatokat tett további fúrások és kutatóaknak létesítésére. DANK (1956) értelmezése szerint a vizsgált képződmények két csoportba oszthatóak, a felső karbon, valamint az annál idősebb képződményekre. A felső karbon képződményeknél idősebbek közé sorolta a Vilyvitány–Felsőregmec vonaltól északra található, főleg metamorfizált arkózás homokkőből álló képződményeket, melyekre diszkordánsan települnek a felső karbon rétegek. Összesen 30 minta vizsgálata során kvarcit, kvarcpala, fillit és erősen préselt csillámos homokkő közettípusokat határozott meg. Véleménye szerint valamennyi kőzet metamorf, a paláság nem mindenhol figyelhető meg teljesen. Mindezek alapján arra következtetett, hogy egy idősebb kristályos alaphegység lepusztulásából származó homokkőből metamorfizálódott képződmények alkotják a területet, melyek kora feltételezhetően alsó karbon.



4. ábra: A Zemplénikum földtani térképe DANK (1956) alapján

DANK (1956) a kutatásai alapján a felső karbon képződmények közé a Vilyvitánytól északnyugatra, a felsőregmeci Mátyáshegy csúcsán és attól északra, valamint a keleti lejtőn található csillámos-szericites kvarchomokkőveket és konglomerátumokat sorolta. A Mátyáshegy csúcsán és tőle északra a 4 méter mély kutatóaknák homokkőtörmelékét tártak fel, a rétegek települési viszonyai nem voltak teljesen egyértelműek. A hegy keleti lejtőjén a nyugat-keleti irányú vízmosásokban megfigyelhető a felső karbon homokkő és az alatta található préselt/metamorf homokkőösszlet diszkordáns érintkezése. A felső karbon homokkő ősmaradványokat nem tartalmaz. A szlovák területeken ezen rétegsor felett fekete, sötét színű palaösszletet írtak le növénylenyomatokkal. Hazánkban ezt a formációt nem sikerült megtalálni eredeti településben. A Mátyáshegy déli lejtőjén is csak másodlagos helyzetben fordul elő, innen páfránylenyomatokat gyűjtöttek. Ez alatt az aknázás során 4,6 m mélységig szarmata korú riolittufába ágyazott lejtőtörmelékét tártak fel.

A Mátyáshegy keleti szélén a karbon képződmények egy lezökkenés miatt mélyebben fekszenek, tovább haladva kelet felé a képződmények legközelebb a szlovákiai Nagytoronya környékén jelennek meg újra a felszínen. Északon is található egy szerkezeti vonal, amely mentén ismételten mélyebbre kerülnek az idősebb képződmények (DANK 1956). Délen a szarmata riolittufában az alsóregmeci kőszókutató fúrás több mint 300 métert haladt.

DANK (1956) értelmezése szerint a dinamometamorfózis következtében kialakult palásság és gyűrődések makro és mikro léptékben is megfigyelhetők a feltételezeten alsó karbon összletben. A metamorf homokkővek dőlésirányainak változása alapján izoklinális redőkbe gyűrődtek, ezek jól kimutathatóak egészen a Mátyáshegyi antiklinálisig. A mátyáshegyi antiklinális É-D irányban halad, innen kelet fele szinklinális figyelhető meg.

Ezután PANTÓ (1963) foglalkozott részletesebben a területtel, főként az addigi kutatási eredményeket foglalta össze. A későbbiekben a terület a vulkanitokhoz kapcsolódó uránérckutatás miatt kapott ismét figyelmet, ami a Mecseki Ércbányászati Vállalathoz kapcsolódó vizsgálatokban öltött testet (FAZEKAS 1978).

A későbbiekben a terület geológiai felépítéséről szintézis-szerű összefoglalók készültek újabb dokumentált vizsgálatok nélkül. Előbb FÜLÖP (1994) készített összefoglalást, majd JÁMBOR (1998) a Tokaji-hegység rétegtanát tekintette át a korábban feldolgozott Felsőregmec–3, Sátorlajaujhely–8 és Széphalom–2 fúrások alapján. A területet fedő miocén vulkanit összlet alatt a fúrások különböző mértékben a perm-i rétegsorokat is érintették. Itt FÜLÖP (1994) leírásaira alapozva és az ő nevezéktanát átvéve három perm-i összletet különített el a fúrásokból (Kisbári, Gyűrűfüi és Kásói Formációk). Ezek a formációk a felső karbonba sorolt Kistoronyai Formációra települnek. CSÁSZÁR (2005) kézikönyvében a terület határait északnyugatról és nyugatról a Hernád-vonallal (és annak északi irányú folytatásával), délkeletről a Bodrog-vonallal, északkeletről a Transzkárpáti-medencével határozta meg. A képződmények ismertetésén túl elsőként részletesen taglalta a magyar és a szlovák nevezéktan közti különbségeket és ellentmondásokat. A képződmények ismertetésénél a szlovák jellemzéseket vette alapul, kiegészítve a magyar információkkal.

2.4. A Zempléni-egység litosztatigráfiai felépítése

A szlovák területen a fekvő képző zemplénikumi kristályos aljzatot Bistei terrénium/*Byšta Terrane*-nek nevezik (VOZÁROVÁ & VOZÁR 1996). Különböző amfibolit fáciesű, regionális metamorfózist elszenvedett paragneiszekből áll, lokális amfibolit, ortogneisz és migmatit betelepülésekkel (PANTÓ 1965; VOZÁROVÁ 1991).

A permokarbon rétegsoron, másnéven a Zempléni Formációcsoporton belül hat formációt különít el a szakirodalom, melyek biosztratigráfiai beosztása makro- és mikroflóra maradványok alapján történt. Négy felső karbon, wesztfáliai–stephaniai emeletbe tartozót, egy alsó és egy felső perm formációt. A nevezéktan nem egységes, ugyanazon formációra a magyar (pl.: FÜLÖP 1994) és a szlovák (pl.: VOZÁROVÁ et al. 2018) szakirodalom sok esetben eltérő megnevezéseket használ, valamint a szlovák nevezéktanon belül is vannak eltérések.

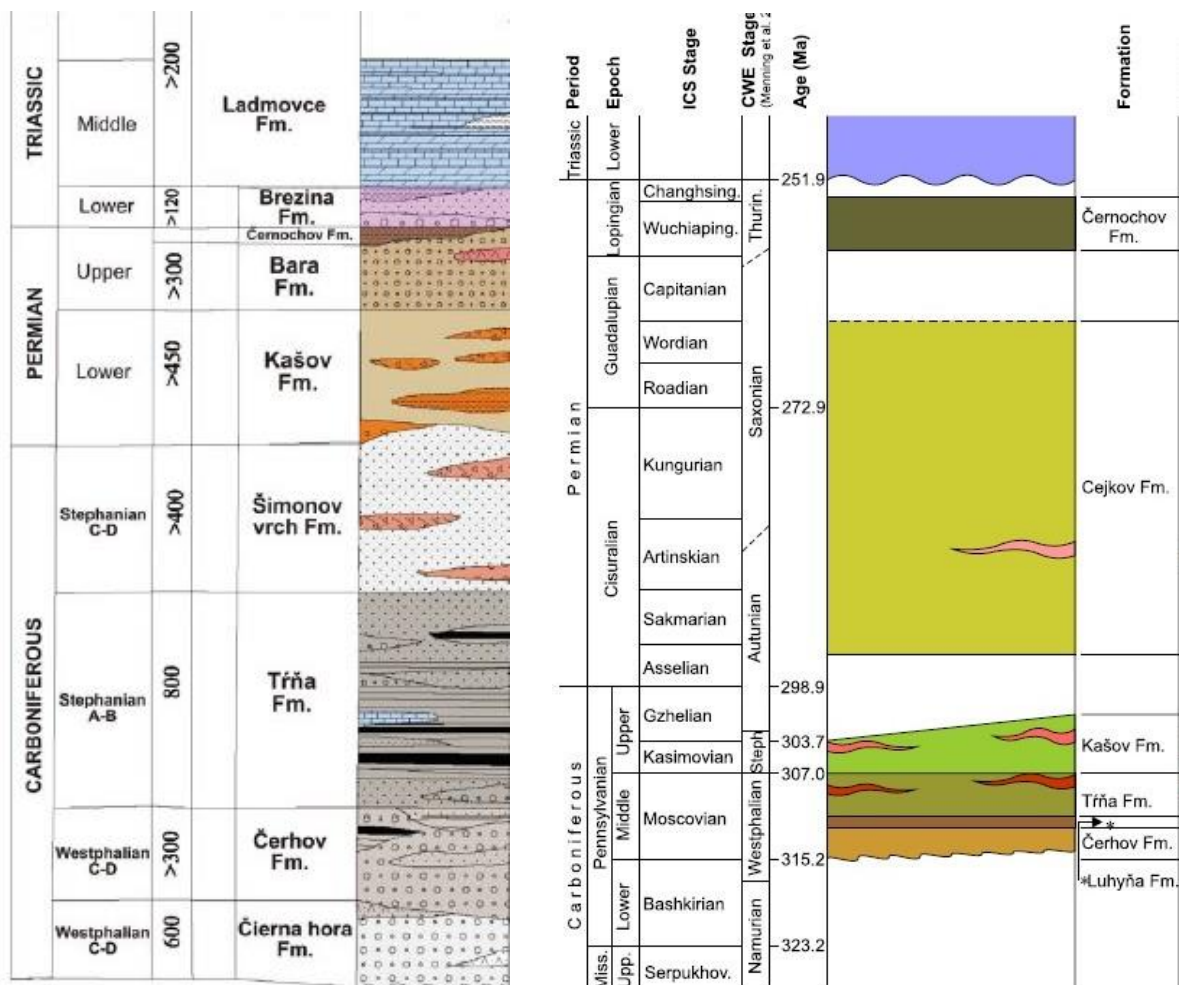
A nevezéktani különbségeket az *1. táblázat* tartalmazza. Az egyik esetben (VOZÁROVÁ et al. 2018) a nemzetközileg elfogadott kronosztratigráfiai skálához a régi rétegtani egységeket illesztették, míg a másik esetben (KOBULSKÝ 2011) a régebbi, elavult kronosztratigráfiai skálához (ahol még kétosztatú a perm) az újabb, hivatalosnak tekintett rétegtani beosztást

használták. A két rétegtani beosztás közti eltéréseket az 5. ábra szemlélteti. A két, eltérő felfogás szerint elhatárolt formációk nem teljesen feleltethetők meg egymásnak.

Mivel a dolgozatomban felhasznált adatok jelentős része VOZÁROVÁ et al. (2018) munkájához kötődik, ezért a későbbiekben a dolgozatban és az ábrákon az általa használt közetrétegtani elnevezéseket fogom alkalmazni.

	Litosztratigráfiai egység (formáció) megnevezése	
	pl.: FÜLÖP (1994); JÁMBOR (1998); JÁMBOR in MAJOROS (1998)	pl. VOZÁROVÁ (1998); CSÁSZÁR (2005)
permi egységek	Bári	Csarnahói (Černochoh)
	<i>Kásói</i> (benne: Gyűrűfüi Riolit)	Cékei (Cejkov)
felső karbon egységek	Simonhegyi	<i>Kásói</i> (Kašov)
	Kistoronyai	Toronyai (Trňa)
	Nagytoronyai	Legenyei (Luhyňa)
	Csörgői	Csörgői (Čerhov)

1. táblázat: A Zempléni-egység litosztratigráfiai tagolása VARGA & RAUCSIK (2021) nyomán



5. ábra: A KOBULSKÝ (2011) és VOZÁROVÁ et al. (2018) munkájában szereplő rétegtani beosztás közötti különbség

A felső karbon, pennsylvániai formációk legnagyobb részben szürke, fekete és zöldesszürke színű sziliciklasztos kőzetekből állnak.

A rétegsor legidősebb tagja VOZÁROVÁ et al. (2018) szerint a Csörgői Konglomerátum Formáció, míg KOBULSKÝ (2011) szerint a Feketehegyi Formáció. A Feketehegyi Formációt finomszemcsés konglomerátum, homokkő és agyag ciklikus váltakozása alkotja, riolitos vulkanoklasztit betelepülésekkel (KOBULSKÝ 2011).

A Csörgői Konglomerátum Formációt uralkodóan szürke, jól lekerekített kavicsokból álló, szemcsevázú polimikt konglomerátum alkotja, melynek szemcséi a kristályos aljzatról (Bistei terrén/Byšta Terrane; VOZÁROVÁ & VOZÁR 1996) származnak. A 400–600 méter vastagságú formáció diszkordánsan települ a feküjét alkotó kristályos aljzatra. A Csörgői Formáció számos ismétlődő, felfelé finomodó ciklusból áll, melyek főként konglomerátumokból és durvaszemcséjű homokkövekből állnak. Kisebb, fekete lemezes agyagkő- és aleurolit betelepülések is előfordulnak a rétegsor felső részében. Képződési környezetét hegységelőtéri,

sekélyvízű deltának határozta meg FÜLÖP (1994), míg VOZÁROVÁ & VOZÁR (1995) fonatos folyó üledékeként értelmezte; jelenleg utóbbi az általánosan elfogadott elmélet. A formáció késő moszkvai–kaszimovi korát a mikroflóra alapján határozták meg.

A Csörgői Konglomerátum Formációból fokozatosan kifejlődő, nagyjából 200 méter vastagságú Legenyei Formáció finomszemcsés, sötétszürke és fekete homokos agyagkő üledékekből áll, ezeket epizodikusan disztális törmelékkúp csatornák homokos konglomerátum anyaga szakítja meg (VOZÁROVÁ et al. 2018). Tavi, sekély vízű, mocsári kifejlődésű (FÜLÖP 1994; CSÁSZÁR 2005; VOZÁROVÁ et al. 2018). FÜLÖP (1994) beosztása szerint a Nagytoronyai Formáció alsó, kőszénmentes rétegeinek feleltethető meg (CSÁSZÁR 2005). A formáció kaszimovi korát elsődlegesen a makroflóra igazolta, de a mikroflóra is megerősítette.

A Toronyai Formáció (melyet FÜLÖP (1994) Nagytoronyai és Kistoronyai Formációként nevez meg) 800 méter vastagságú. Két nagy ciklusra osztható, melyek több kisebb ciklotémát tartalmaznak. Az alsó ciklus hét limnikus–fluviális ciklotémát foglal magába, melyek változó vastagságú kőszénzinórokat tartalmaznak a pár cm-től, egészen a 160 cm vastagságig, gyors csapásmenti elvékonyodással. Az üledékek gazdagok növényi maradványokban, kéreg és fatörzs töredékekben, valamint törmelékes csillámokban. A növényi maradványok alapján meghatározható a lerakódási környezet, valamint a képződés kora is, melyet kaszimovinak állapítottak meg. A felfelé vékonyodó ciklusok helyenként sötét színű agyagos lencsét és mészkőgumókat tartalmazó fekete lemezes agyagkő rétegekből és vékony kőszénzinórokból állnak. A második nagy ciklust uralkodóan alluviális csatorna fáciesű homokkővek jellemzik. Ebből a ciklusból hiányoznak az alsóra jellemző kőszénrétegek, viszont több szintben előfordulnak mészkáli riolit–dácit betelepülések és vulkanoklasztitok (VOZÁROVÁ et al. 2018). A kapcsolat a TOC-, a kén- és karbonát-tartalom között (TOC/S és TOC/karbonát arány) egyértelműen szárazföldi lerakódási környezetre utalnak ezen formáció esetében (EBNER et al. 2006).

A Kásói Formációban főleg szürke homokkővekből álló alluviális, folyómedri és ártéri üledékek, valamint vastag riolit–dácit vulkanoklasztit rétegek, köztük helyenként ignimbritek a meghatározóak (VOZÁR et al. 2010). A formáció 300 méter vastagságú, a mikroflóra alapján kaszimovi–gzséli korú. FÜLÖP (1994) ezt az egységet Simonhegyi Formációként nevezte meg.

A zemplénikumi perm üledékeket a klíma nedvesből szárazba változása jellemzi (VOZÁROVÁ et al. 2018). A Cékei Formáció (amelyet FÜLÖP (1994) Kásói Formáció néven említ) alsó része növénymaradványok alapján még a késő karbonra tehető, azonban a nagy része már a kora permbe képződött. Vörösesbarna, csillámos homokkő, lemezes agyagkő, néha

konglomerátum alkotja. Képződése tavi és folyóvízi–ártéri. Előfordulnak vékony riolittufarétegek is (VOZÁROVÁ et al. 2018).

A vizsgált formációk közül a legfiatalabb Csarnahói Formációt gyengén palás, lilászörös színű agyagpala alkotja. FÜLÖP (1994) Bári Formációnak nevezi, ismertetésében ebbe a formációba tartozik az a konglomerátum összlet is, melyet a szlovák szerzők (pl.: VOZÁROVÁ & VOZÁR 1988) Brezinai Formáció néven önálló formációként különítenek el.

A szakirodalom alapján a Toronyai, a Kásói és a Cékei Formációk tartalmaznak vulkanit és vulkanoszediment betelepüléseket. A piroklasztitok korát VOZÁROVÁ et al. (2018) in situ U-Pb SHRIMP módszerrel határozták meg, de csupán karbon korú mintákról állnak rendelkezésre koradatok, az egyetlen általuk vizsgált permiről nem. A ZV-1 mintánál $308,5 \pm 3,4$ millió éves konkordáns kort határoztak meg 8 szeparált cirkonszemcse alapján, a ZZ-1 minta esetében 10 szemcséből $307,4 \pm 2$ millió éves konkordáns kort állapítottak meg. Ezek alapján moszkvai korúak és a Toronyai Formációba sorolhatóak. A ZZ-6 minta konkordáns korát 10 mérés alapján $305,5 \pm 1,4$ millió évnél adták meg, vagyis ez kaszimovi korú és a Kásói Formációba sorolható.

2.5. Az összehasonlító minták rövid bemutatása

Dolgozatomban a zemplénikumi adatsorokat (ERHARDT 1962; FAZEKAS 1978; VOZÁROVÁ et al. 2018) a Dél-Dunántúlról ismert karbon Tésenyi Homokkő Formáció vulkáni eredetű kavicsanyagának, továbbá a perm Gyűrűfüi Lapillitufa Formáció vulkanoszediment és vulkanit kőzeteinek összetételével vetettem össze.

Tésenyi Homokkő Formáció

A felső karbon korú Tésenyi Homokkő Formáció (a továbbiakban THF) a Szlavóniai–Drávai-terrénumban, a Mecsek–Villányi egységben található, ami a Tiszai-főegység részét képezi. A formációt felső karbon folyóvízi üledékek alkotják, melyek kőszénbetelepüléseket is tartalmaznak. A teljes vastagsága 1500 m körüli a fúrások alapján, uralkodóan homokkő, aleurolit és agyagkő váltakozásából épül föl (VARGA et al. 2003). Felszíni kibukkanása nem ismert, csupán fúrásokról ismerjük a formációt a Dél-Dunántúl területén.

A Siklósodony–1 (továbbiakban rövidítve: Sb–1) jelű fúrásban szürke és zöldesszürke, finomkavicsos konglomerátum, szürke és vörös homokkő és aleurolit, továbbá kőszénzsinórok is megjelennek. A Diósviszló–3 fúrás (továbbiakban rövidítve: Dv–3) elsődlegesen durvaszemcsés konglomerátumból áll, ami durvától a közpszemcsésig terjedő szemcseméretű

homokkővel váltakozik. A harmadik vizsgált dél-dunántúli fúrás a Bogádmindszent–1 (továbbiakban rövidítve: Bm–1), ahol a Tésenyi Homokkővet főleg sötétszürke, szürke és zöldesszürke durva és finomszemcsés kavicsokból álló konglomerátum, durva–finomszemcsés homokkő, továbbá aleurolit és agyagkő alkotja. Kőszéntartalmú ciklotémák is megjelennek benne, melyek felső karbon flórát tartalmaznak (VARGA et al. 2003). A dolgozatomban a konglomerátum kifejlődésekből szeparált vulkanitkavicsok kémiai összetételi adatait használtam fel. A Sb–1 fúrásból egy andezit (a továbbiakban rövidítve: Sb–1/a), a Bm–1 fúrásból egy szubvulkáni dácit (a továbbiakban rövidítve: Bm–1/d), a Dv–3 fúrásból pedig két andezit, egy riolit, három riodácit és egy szubvulkáni riolit (a továbbiakban rövidítve: Dv–3/a1, Dv–3/a2, Dv–3/r1, Dv–3/rd1, Dv–3/rd2, Dv–3/rd3, Dv–3/r2) kavics geokémiai összetételét vettem át VARGA et al. (2003) munkájából az összehasonlításához.

Gyűrűfői Lapillitufa Formáció

A Gyűrűfői Lapillitufa Formáció (a továbbiakban GYLF) hazánkban a Tiszai-főegység nyugati részén, a Mecseki-egységen belül a Nyugati-Mecsekben, Dinnyeberki és Gyűrűfű területén bukkan felszínre, innen származik az elnevezése is. Ezenkívül számos nyersanyag-, főleg uránkutató fúrás érintette a formációt a Mecsek térségében. A formáció még számos helyen előfordul a Tiszai-főegység területén, a Villány–Bihari zónában a Villányi-hegység északi előterében és a Máriakémond–Báta vonulaton, a Békés–Codrui zónában a Battonya–Pusztaföldvári aljzatmagaslat és Kelebia területén (SZEMERÉDI et al. 2016, 2017).

A formációt barna, vörösesbarna, lila riolit, dácit ignimbrit, tufa, valamint szürkés vagy barnászörös, barnáslila színű, kompaktálódott lapillitufa építi fel. A dél-dunántúli előfordulások ásványos összetétel alapján a riolit kategóriába esnek (SZEMERÉDI et al. 2019).

A korát 267–260 millió évnél állapították meg lézerablációs ICP-MS módszerrel (SZEMERÉDI et al. 2019), értelmezésük szerint a guadalupi vulkanikus aktivitás során keletkezhetett (SZEMERÉDI et al. 2019). A kőzetek többsége posztmagmás átalakulásokat szenvedett el (K-metaszomatózis, alpi kistektonikus metamorfózis, hidrotermális hatás), mely részben megváltoztatta az elemösszetételüket.

3. Adatok, módszertani háttér

A könnyebb áttekinthetőség érdekében a minták nevének rövidítését és származási helyét egy táblázatban összegeztem (2. táblázat).

Minta jele	Minta származási helye	Adatok forrása
Fk–2/1	Füzérkajata 980,5–979,3 m	ERHARDT 1962
Fk–2/2	Füzérkajata 970,4–968,6 m	ERHARDT 1962
Ld/1	Ladmovce 1. számú minta, 735 m	FAZEKAS 1978
Ld/2	Ladmovce 2. számú minta, 384 m	FAZEKAS 1978
Sú–8	Sátoraljaújhely 943,6–961,6 m	FAZEKAS 1978
cZV-1, cZZ-1	felszíni gyűjtés, Toronyai Formáció (karbon)	VOZÁROVÁ et al. 2018
cZZ-6, cZZ-7	felszíni gyűjtés, Kásói Formáció (karbon)	VOZÁROVÁ et al. 2018
pZZ-5	felszíni gyűjtés, Cékei Formáció (perm)	VOZÁROVÁ et al. 2018

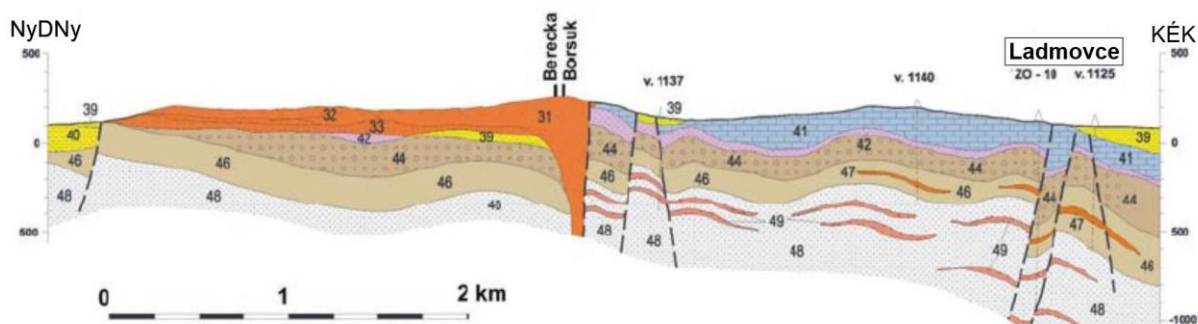
2. táblázat: A dolgozatban felhasznált minták rövidítése és származási helye (ERHARDT 1962; FAZEKAS 1978; VOZÁROVÁ et al. 2018)

Dolgozatomban a Magyarország területén található Füzérkajata–2 (a 3. ábrán Fka–2, továbbiakban Fk–2) és Sátoraljaújhely–8 (a 3. ábrán Suh–8, továbbiakban Sú–8) jelű fúrásokból származó minták geokémiai adatsoraival foglalkoztam. Felhasználtam még a szlovákiai területről származó ladmovce-i (Ladmóc) fúrásból (6. ábra) származó adatokat, valamint VOZÁROVÁ et al. (2018) által felszínről gyűjtött mintáinak adatait.

A Füzérkajata–2 jelű fúrás 1962-ben mélyült kőszekutatási céllal, a karbon képződményeket diszkordánsan települő bádeni tufás agyag fedi (JÁMBOR 1998). A felső karbon korúnak meghatározott Kistoronyai Formációt 960,7–966,1 m között érintette, melyet ERHARDT (1962) eredetileg „zöldesszürke kihengerelt homokkő-konglomerátumként” határozott meg. A fekéje ordovíciumi porfiroid, mellyel kapcsolata feltételezhetően diszkordáns, ezt ERHARDT (1962) ópaleozoikumi zöldesszürke porfiroidként írta le. Az Fk–2/1 jelű minta 980,5–979,3 méterről, a Fk–2/2 minta 970,4–968,6 méterről származik, ezek alapján az ERHARDT (1962) által definiált ópaleozoikumi zöldesszürke porfiroid összetételbe esnek. A mintákról főleg geokémiai adatok állnak a rendelkezésünkre, melyet klasszikus analitikai („nedveskémiai”) eljárással mértek a Magyar Állami Földtani Intézetben.

A Mecseki Ércbányászati Vállalat Kísérleti Kutatási és Automatizálási Üzem archív kutatási jelentéséből rendelkezésünkre áll még három minta (Ld/1, Ld/2 és Sú–8) kémiai

elemzési adatsora. A mintákat uránkutatósi célból vizsgálták az Ásvány-kőzettani Laboratóriumban, a vizsgálatok a minták ásvány- és kőzettani, valamint félkvantitatív 4-komponenses és színképelemzésére terjedtek ki (FAZEKAS 1978). A főelemek arányának meghatározása klasszikus analitikai módszerekkel az elemek egymástól való elválasztásán alapult különböző kémiai reakciókkal, majd ezek után tömeg vagy térfogat szerint meghatározták az arányukat. A módszerre általában jellemző kimutatási határ 0,01%, az elemzési hiba viszonylag kicsi, 0,1 % (NAGY 1992).



6. ábra: A Zemplénikum NyDNy–KÉK irányú szelvénye a ladmovce-i (Ladmóc) fűrésszel (KOBULSKÝ et al. 2011). A tudományos diákköri dolgozatomból szempontjából lényeges képződmények kódja: 41 – Ladmóci Formáció; 44 – Bári Formáció; 46, 47 – Kásói Formáció; 48, 49 – Simonhegyi Formáció

A Tokaji-hegységben mélyített Sátoraljaújhely–8 (továbbiakban rövidítve: Sú–8; 3. ábra) fűrésének éve 1970 (JÁMBOR 1998). Az alsó triász fedővel konkordánsan érintkező perm formációkat több méteren keresztül érintette, de a fekéjét a fűrés nem érte el. A fűrésben három perm formációt különítettek el, a Kisbári Formációt 858,0–931,1 m-ig, a Gyűrűfűi Formációt 931,1–933,9 és 943,0–961,6 m-ig, és a Kásói Formációt 933,9–943,0 és 961,6–1057,5 m-ig. A dolgozatomban a Sú–8 fűrés 943,6–961,6 méteres szakaszából származó vulkanitminták geokémiai adataival dolgoztam, amit a Gyűrűfűi Lapillitufa Formáció részeként határoztak meg (JÁMBOR 1998).

A VOZÁROVÁ et al. (2018) által begyűjtött mintákból készítettek teljes főelem, nyomelem és ritkaföldfém geokémiai elemzést. A piroklasztok vizsgálatát az ACME Analytical Laboratories Ltd., Kanada végezte (jelenleg Bureau Veritas Commodities Canada Ltd). Az 5 minta főelem, nyomelem és ritkaföldfém összetételét tömegspektrométerrel (ICP-MS) és induktív csatolású plazma emissziós spektrométerrel (ICP-AES) végezték. Az analitikai pontosságot a geológiai szttenderdek alapján állapították meg, a főelemek esetében a hiba 0,01%, nyomelemek esetében 0,1–0,5 ppm közötti, 0,01–0,05 ppm ritkaföldfémeknél.

A geokémiai vizsgálatok során felhasznált referencia összetételek a primitív köpeny (angol nevén: primitive mantle, rövidítve: PM; PALME & O'NEILL 2003) valamint a kondrit (BARRAT et al. 2012) összetételére normáltam és ezek alapján vizsgáltam a mintákban az egyes elemek egymáshoz viszonyított eloszlását.

A dolgozatomban a vizsgált minták teljes közet geokémiai összetételét (főelemek, nyomelemek és ritkaföldfémek) a 3. és 4. táblázat mutatja be.

m/m%	cZV-1	cZZ-1	cZZ-6	cZZ-7	pZZ-5	Ld/1	Ld/2	Sú-8	Fk-2/1	Fk-2/2
SiO₂	72,08	73,09	76,12	79,88	78,56	69,80	69,70	68,80	56,90	62,23
TiO₂	0,22	0,07	0,13	0,11	0,14	0,13	0,15	0,16	0,11	0,40
Al₂O₃	13,46	10,34	12,51	11,22	10,85	14,90	11,90	14,70	24,12	18,60
Fe₂O₃^t	3,27	1,69	2,19	1,52	2,71	2,23	2,68	1,62	6,14	3,70
MnO	0,02	0,09	0,01	0,02	0,03	0,02	0,06	0,02	0,07	0,09
MgO	1,22	0,44	0,67	0,27	0,54	2,00	1,80	1,50	1,92	2,32
CaO	0,38	4,27	0,12	0,06	0,16	0,26	2,30	0,90	0,36	1,71
Na₂O	1,49	5,29	5,05	5,35	4,67	0,78	1,90	0,10	0,50	0,92
K₂O	3,53	0,54	1,63	0,78	0,79	4,00	2,60	6,90	6,74	5,05
P₂O₅	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	kha	kha	0,16	0,00	0,02
LOI	3,40	4,00	1,40	0,60	1,30	4,50	5,80	2,90	3,80	5,53
sum	99,84	99,86	99,85	99,85	99,81	96,39	96,21	96,14	100,66	100,57

3. táblázat: A vizsgált minták főelem összetételi adatai
(ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978, VOZÁROVÁ et al. 2018)
LOI (loss on ignition) = izzítási veszteség, kha = kimutatási határ alatt
(a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

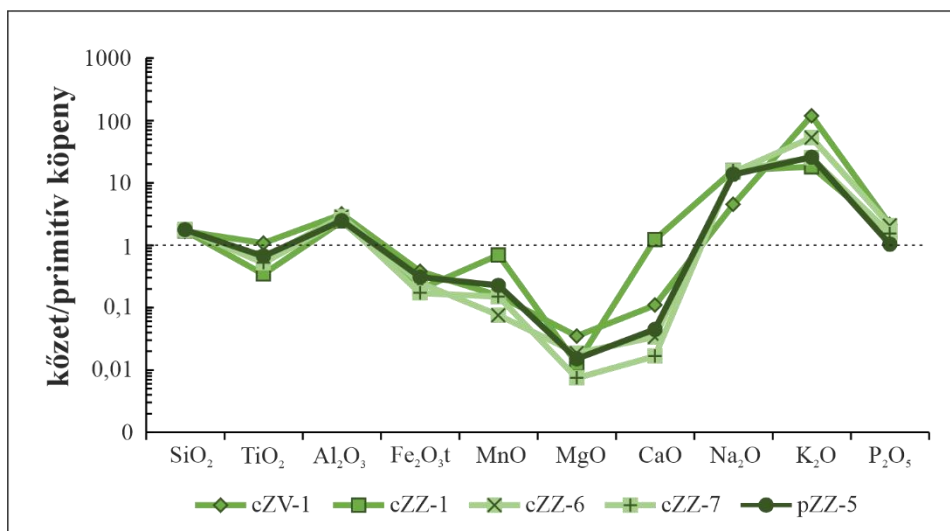
ppm	cZV-1	cZZ-1	cZZ-6	cZZ-7	pZZ-5
Ba	922	278	500	356	470
Co	3,3	0,9	2,80	1,1	2,2
Cs	2,7	0,3	0,9	0,8	0,6
Sc	5	7	6	6	3
Ga	18,6	12,7	16,0	11,0	11,3
Hf	5,7	4,1	4,5	4,1	4,2
Nb	18	16,7	17,0	15,4	13,6
Rb	143,8	14,6	50,3	27,3	29,9
Sr	97,8	374,2	105,7	184,7	382,6
Ta	1,4	1,3	1,5	1,4	1,1
Th	15,9	12,4	13,8	11,8	13,4
U	4,9	5,5	4,2	4,2	3,4
V	25	kha	kha	kha	kha
Zr	147,7	92,0	119,8	128,6	122,2
Y	29,2	30,9	30,3	29,9	23,8
La	35,1	15,0	26,7	26,6	38,0
Ce	58,2	32,7	55,9	55,9	74,0
Pr	8,28	3,81	6,15	6,10	8,03
Nd	28,9	14,9	25,4	22,7	27,5
Sm	5,13	4,42	5,17	4,96	5,18
Eu	0,51	0,40	0,60	0,63	0,39
Gd	4,67	5,23	5,56	5,22	4,33
Tb	0,81	0,85	0,82	0,81	0,60
Dy	4,78	5,97	5,79	5,60	4,31
Ho	1,01	1,05	1,11	1,02	0,78
Er	3,10	3,15	2,98	3,13	2,37
Tm	0,50	0,44	0,44	0,43	0,39
Yb	3,34	2,83	2,80	2,89	2,87
Lu	0,50	0,44	0,42	0,43	0,41

4. táblázat: A vizsgált minták nyomelem adatai (VOZÁROVÁ et al. 2018)
kha = kimutatási határ alatt (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

4. Geokémiai vizsgálatok

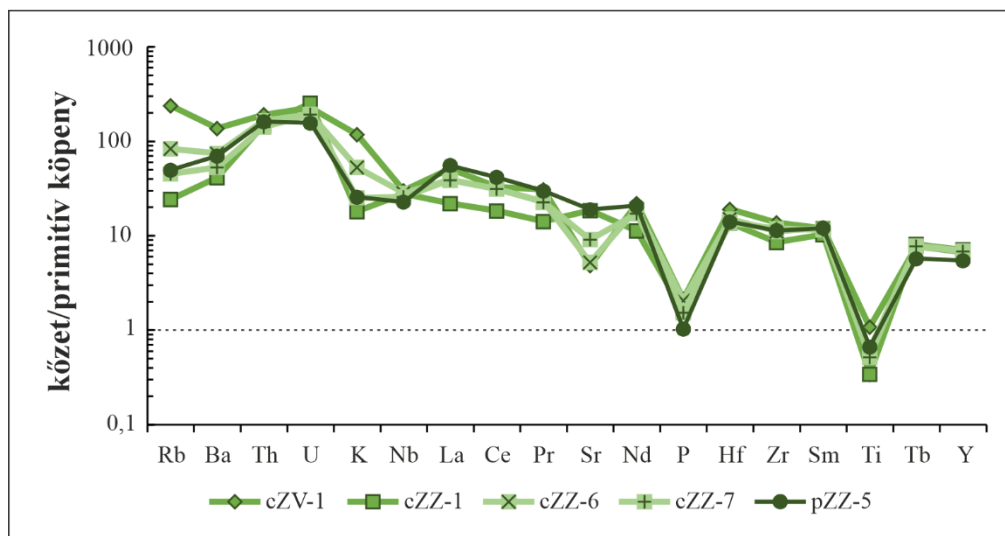
4.1. A Zemplénikum területéről származó minták geokémiai jellegei

A 7. ábra a minták főelem eloszlását mutatja, a primitív köpeny (PALME & O'NEILL 2003) átlagos összetételére normálva. A minták lefutása azonos tendenciákat követ, kisebb eltérésekkel. Az SiO_2 - és P_2O_5 - tartalom szinte megegyezik a primitív köpeny összetételével, Al_2O_3 tekintetében is csak kismértékű dúsulás figyelhető meg. Minden mintában kismértékű szegényedés látható a Fe_2O_3 arányában. A TiO_2 tekintetében a minták csak kis mértékű szórást mutatnak, a cZV-1 minta közel azonos a referencia összetétellel, a többi minta kismértékű szegényedést mutat. A minták a MnO tekintetében már nagyobb szórást mutatnak, minden esetben enyhe szegényedés figyelhető meg, ami a cZZ-1 esetében a legkisebb, szinte megegyezik a referencia összetétellel. A legnagyobb mértékű szegényedés és szórás az alkáliföldfémek tekintetében figyelhető meg. Mind a MgO , mind a CaO hasonló értékeket mutat, kivéve a cZZ-1 mintában, ahol azonban kismértékű dúsulás látható. A Na_2O és a K_2O mutatják a legnagyobb dúsulást az összes minta esetében, közepes szórással. Kiemelendő, hogy a permi minta (pZZ-5) főelem eloszlása nem mutat eltérést a többi, karbon korú mintához képest.



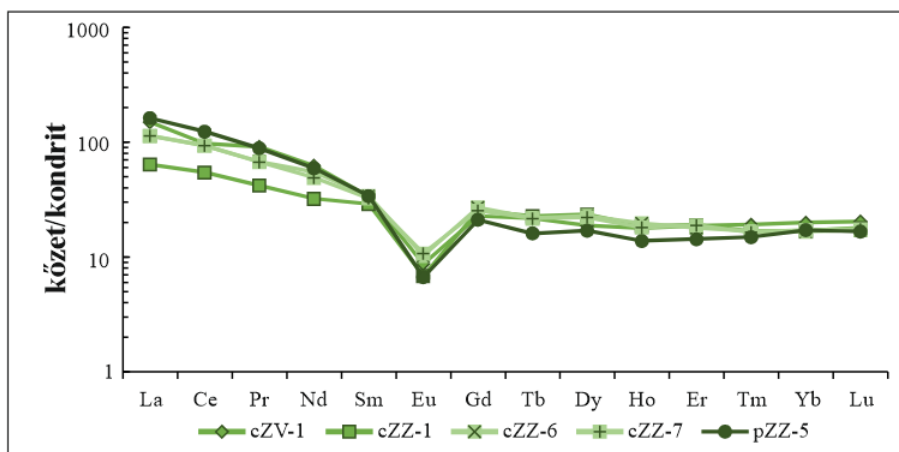
7. ábra: A zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált főelem eloszlása (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A 8. ábrán a minták sokelemes diagramja látható a primitív köpenyre normálva. Az adatok lefutása hasonló tendenciákat követ kisebb-nagyobb eltérésekkel. A P és Ti esetén nagy negatív anomália figyelhető meg, ezen elemek értékei közelítenek a referencia értékhez. Szintén kisebb negatív anomália jelenik meg a Nb arányban minden mintában egységesen, valamint a Sr esetében a cZV-1, cZZ-6 és cZZ-7 mintákban. A legnagyobb mértékben az aktinidák közé tartozó U és Th dúsul kis szórással minden mintában, valamint a Rb és a Ba a cZV-1 minta esetében, ezek az elemek nagy szórást mutatnak, a K-hoz hasonlóan.



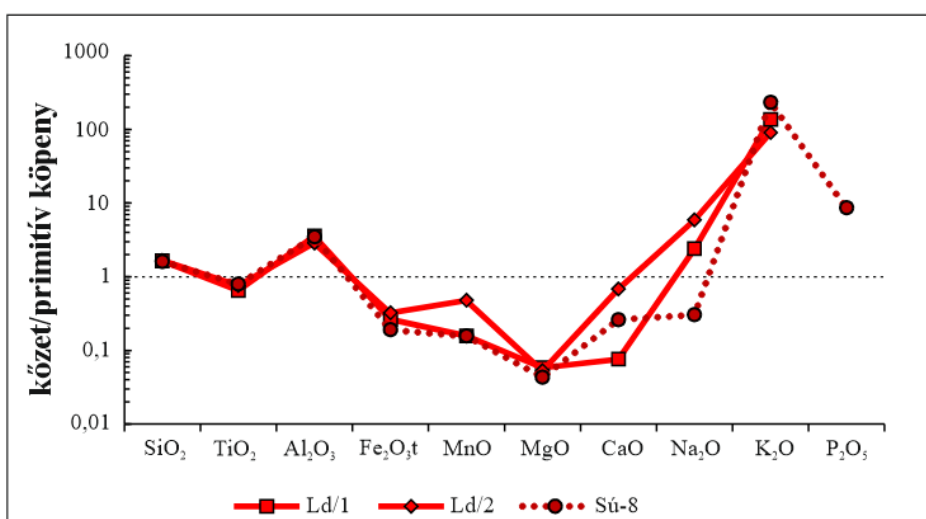
8. ábra: A zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált sokelemes diagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A 9. ábrán a minták ritkaföldfém (RFF) tartalmának kondrit (BARRAT et al. 2012) referencia összetételre normált diagramja látható. A görbék lefutása egy kivétellel egységesnek mondható, kisebb eltéréseket láthatunk csak. Minden elem tekintetében dúsulást figyelhetünk meg, továbbá a könnyű ritkaföldfémek eloszlása erősen frakcionált és nagyobb mértékű szórást mutatnak. A pZZ-5 minta mutatja a legnagyobb, a cZZ-1 pedig a legkisebb mértékű dúsulást a referencia összetételhez képest a könnyű ritkaföldfémek tekintetében. A nehéz ritkaföldfémek görbéinek lefutása közel azonos, nem frakcionáltak, a szórás kicsi és a pZZ-5 minta elemei dúsulnak a legkisebb mértékben. Egyértelműen megfigyelhető minden minta esetében a negatív európium anomália.



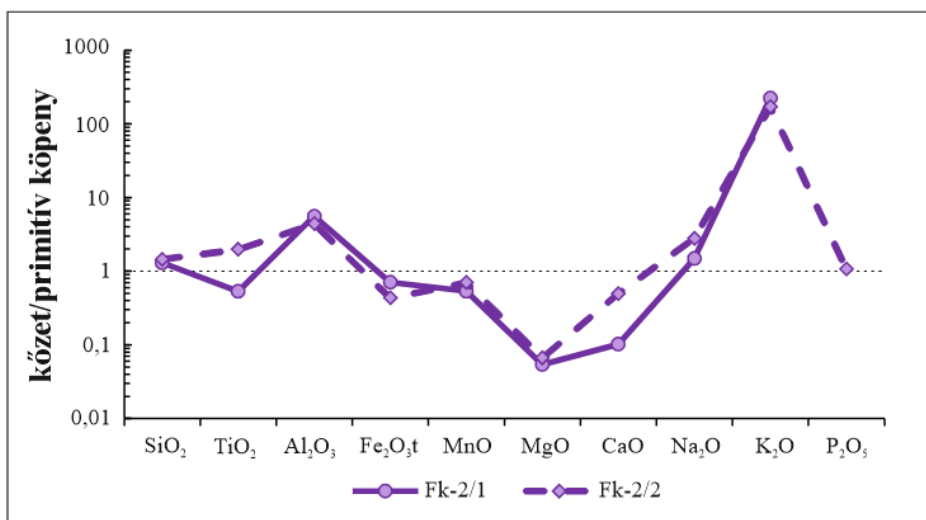
9. ábra: A zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) ritkaföldfém-tartalmának konditra normált diagramja (BARRAT et al. 2012) (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A 10. ábrán a FAZEKAS (1978) által közölt minták primitív köpenyre normált összetétele látható. A TiO_2 tartalom szinte megegyezik a primitív köpeny összetételével, míg a SiO_2 és az Al_2O_3 kismértékű dúsulást mutat, mindhárom elem kis szórásával. A legnagyobb mértékben a K_2O dúsul a három mintában, valamint a P_2O_5 az Sú-8 esetében (a többi mintánál nem áll rendelkezésünkre P_2O_5 koncentráció adat). A Na_2O arány nagy szórást mutat, továbbá az Ld/1 és Ld/2 minták esetében dúsulás, míg az Sú-8 mintában szegényedés figyelhető meg. Mindhárom minta esetében kis szórással közel azonos szegényedési értéket mutat az Fe_2O_3 és a MgO . A MnO és a CaO esetében nagyobb szórással különböző mértékű szegényedés látható, a legkisebb az Ld/2 minta esetében.



10. ábra: A zemplénikumi minták (FAZEKAS 1978) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált főelem diagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

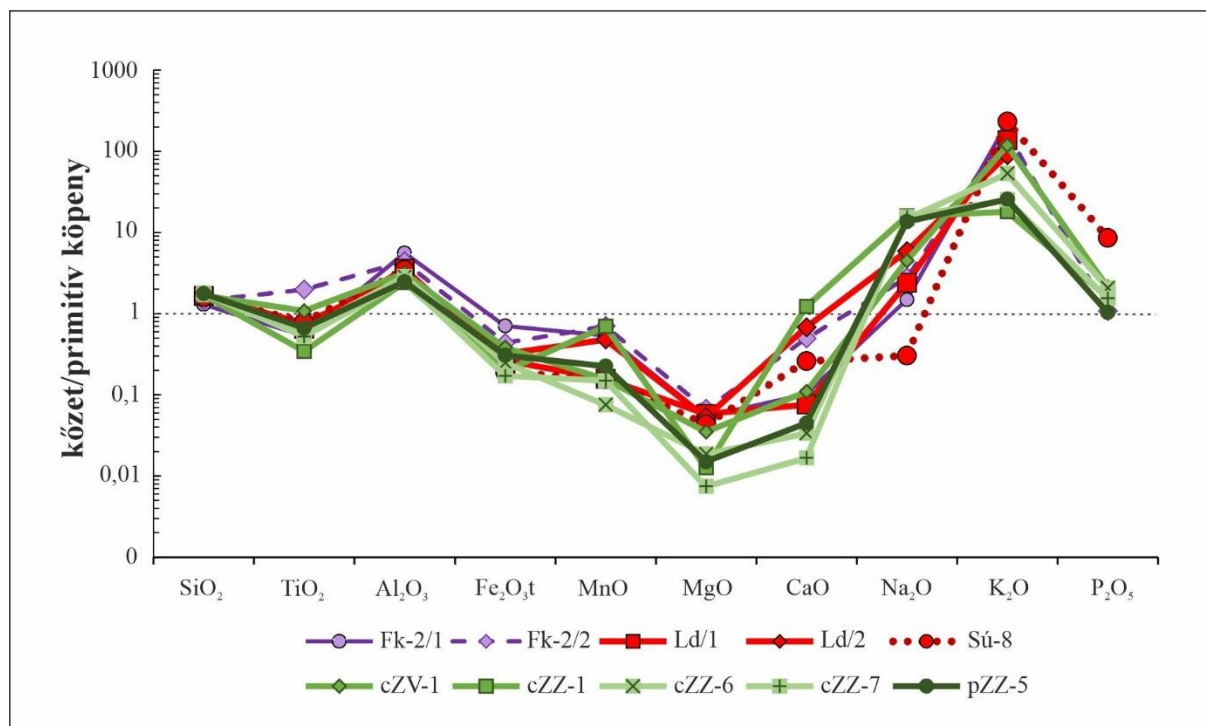
A 11. ábrán látható, hogy az Fk-2/1 és az Fk-2/2 minták SiO_2 tartalma szinte megegyezik a referencia összetétellel, az Al_2O_3 és Na_2O arány is csak kis mértékű dúsulást mutat, legnagyobb mértékben egységesen a K_2O dúsul. Közel azonos mértékben szegényedik mindkét minta esetében az Fe_2O_3 és az MnO , továbbá a MgO nagyobb mértékű szegényedést mutat. A CaO esetében is nagy mértékű szegényedés figyelhető meg az Fk-2/1 minta esetén, míg az Fk-2/2 esetén csak enyhébb. A legfeltűnőbb eltérést a két minta között a TiO_2 mutatja, az Fk-2/1 minta esetében szegényesés, míg a másik esetben dúsulás figyelhető meg.



11. ábra: A zemplénikumi minták (ERHARDT 1962) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált főelem diagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A könnyebb áttekinthetőség kedvéért a 12. ábrán az eddig bemutatott mintákat egy diagramon is összegzem, így jobban láthatóak a hasonlóságok és eltérések az egyes elemek dúsulásai és szegényedései között. A görbék alapvetően hasonló lefutásúak, a legkisebb szórás az SiO_2 és Al_2O_3 arányában figyelhető meg. A legnagyobb szórás az MgO , CaO , Na_2O és K_2O esetén látható. A többi elem esetében közepes mértékű a szórás. A legnagyobb dúsulás a K_2O arányában figyelhető meg, a legnagyobb szegényedést a MgO és (sok minta esetében) a CaO mutatja.

Az Fk-2/1 minta főelemeloszlása az Ld/1 mintáéhoz hasonló tendenciákat követ, azonban a MnO és Fe_2O_3 tartalomban kisebb mértékű szegényedést mutat. Az Fk-2/2-es minta az Ld/2-höz hasonló, viszont a TiO_2 tartalomban esetében szegényedés helyett dúsulás figyelhető meg.

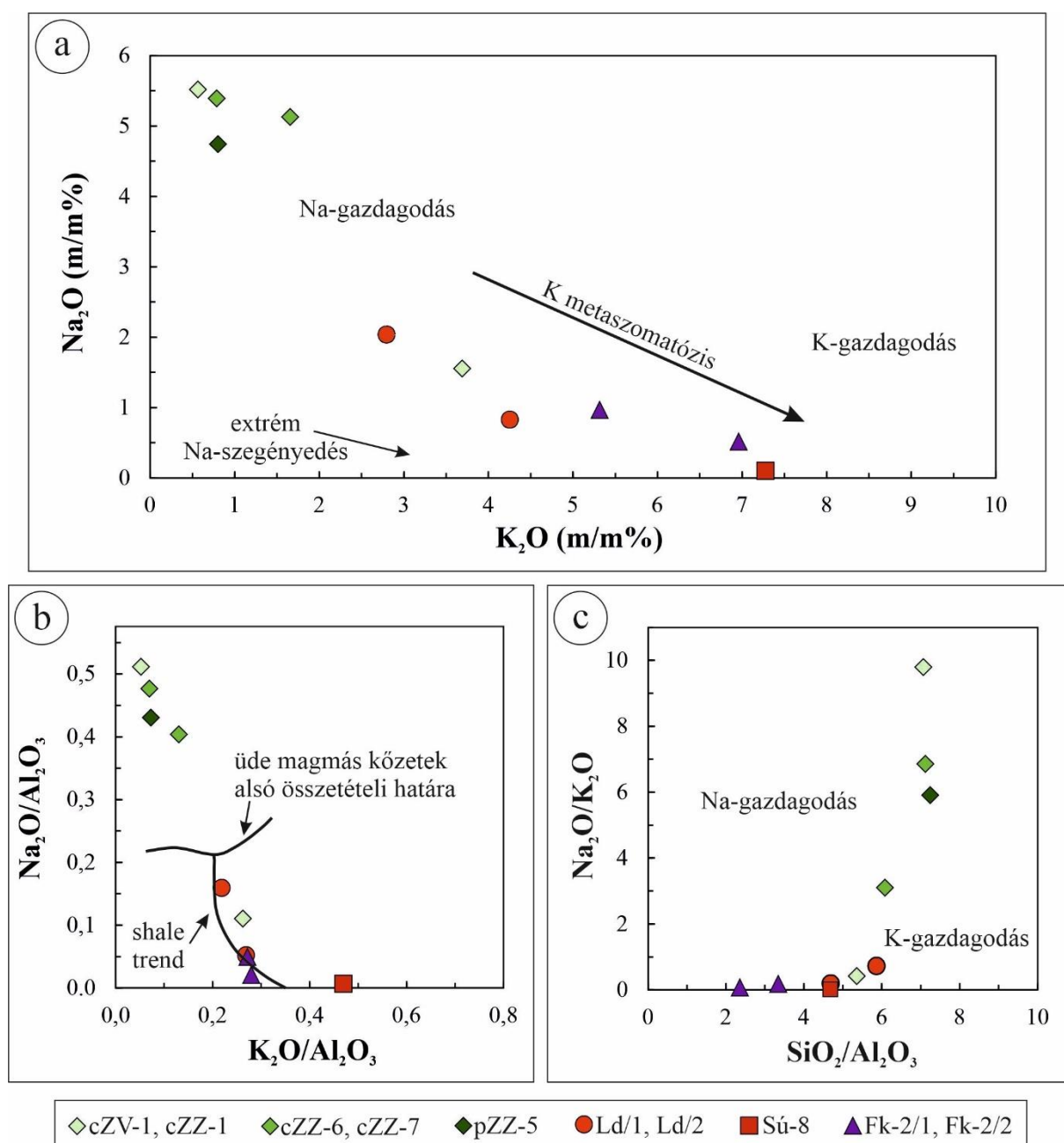


12. ábra: A zemplénikumi minták (ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978, VOZÁROVÁ et al. 2018) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált főelem koncentrációinak összesítése.
(a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A 13. ábrán a minták $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arányát ábrázoló diszkriminációs diagram alapján a cZZ-1, cZZ-6, cZZ-7 és pZZ-5 minták mind nátrium-gazdagodást mutatnak. A $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ és $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ arányt ábrázoló diagramon is ez a tendencia figyelhető meg ugyanezen mintacsoport esetében. A legnagyobb mértékű dúsulást mindkét esetben a cZZ-1 és a cZZ-7 minta mutatja.

A 13. ábra a) része alapján a minták egy része különböző mértékű kálium-metaszomatózist szenvedett. A Sú-8 és az Fk-2/1 minták esetében a legnagyobb a kálium-gazdagodás és extrém nátrium-szegényedés figyelhető meg. A 13. ábra c) diagramja szintén ezt a tendenciát erősíti meg, a Fk-2/1 és Fk-2/2, Ld/1, Sú-8 minták esetében az $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ arány közelít a nullához, ami szintén nagy K_2O és kicsi Na_2O tartalomra utal.

A 13. ábra b) diagramján a shale trend vonalára esik a Fk-2/2 és Ld/1, valamint az Ld/2 is érinti, az Fk-2/1 pont alatta van.



13. ábra: A vizsgált minták alkáliákra épülő elemmozgást tükröző diagramjai
(a): PAULICK & BREITKREUZ 2005; b), c): GARRELS & MACKENZIE 1971)
(a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

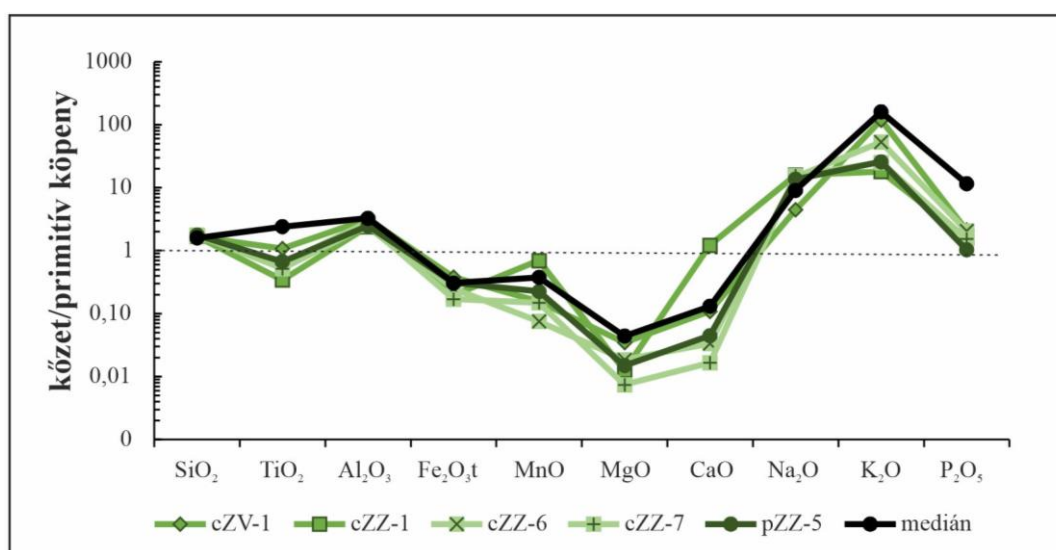
5. Geokémiai korreláció

A továbbiakban bemutatom a Zemplénikum területéről származó mintákból, a THF konglomerátum kifejlődéséből szeparált vulkanit kavicsokból, valamint a GYLF-ből rendelkezésre álló geokémiai adatok eloszlása közti hasonlóságokat és eltéréseket.

5.1. A zemplénikumi minták összehasonlítása a Tésenyi Homokkő Formációval

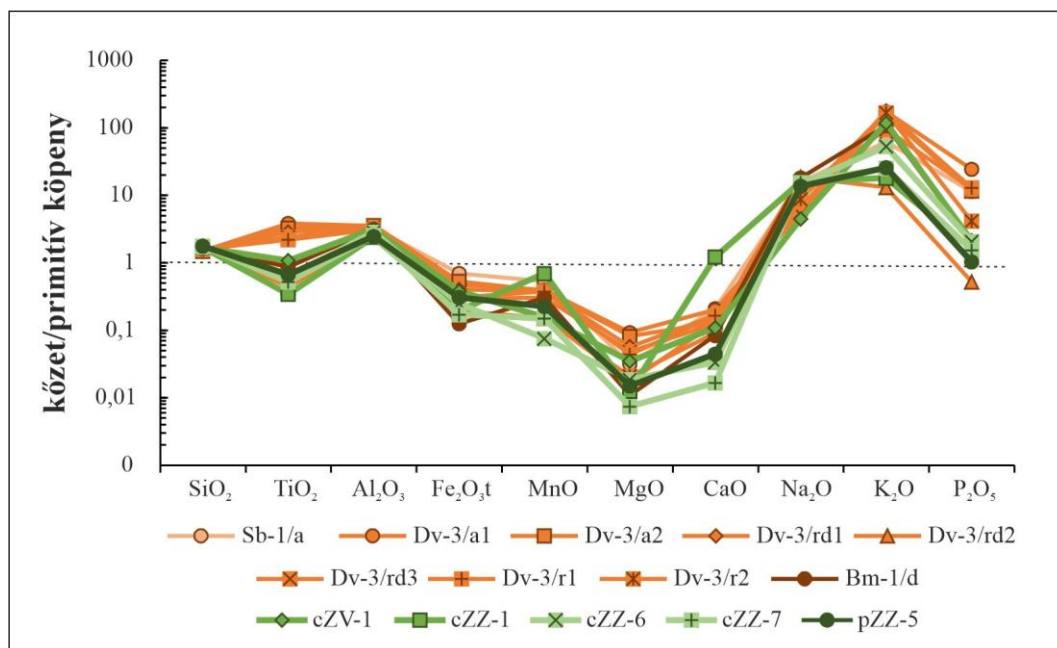
A VOZÁROVÁ et al. (2018) által vizsgált mintákat (cZV-1, cZZ-1, cZZ-6, cZZ-7, pZZ-5) összevettem a Dél-Dunántúlról származó, a THF konglomerátum kifejlődéséből szeparált vulkanitkavicsok geokémiai jellegével. Először a THF-ből szeparált vulkanitkavicsok adatainak mediánjával hasonlítottam össze a VOZÁROVÁ et al. (2018)-féle mintákat az általános tendencia felmérése céljából, majd a teljes adatsorokat is összevettem a nagyobb eltérések és kiugró értékek megtalálása érdekében.

A 14. ábrán a dél-dunántúli minták mediánja és a zemplénikumi minták összevetése alapján megállapítható, hogy a görbék hasonló lefutásúak. A SiO_2 és Al_2O_3 tartalom a minták és a medián esetében szinte azonos, kismértékű a dúsulás, míg a Na_2O esetében hasonló, de nagyobb mértékű dúsulás mutatkozik, közepes szórással. Az Fe_2O_3 arányban is kicsi a szórás, ezáltal szinte azonos mértékű a szegényedés. A többi elem esetében az adatok a nagyobb szórás miatt különböző mértékben eltérnek a mediántól. A legnagyobb eltérés a TiO_2 és P_2O_5 tartalomban figyelhető meg. Míg a THF mintáiban kisebb mértékű dúsulás, addig a zemplénikumi minták többségében enyhe szegényedés jelentkezik a TiO_2 arányban. A P_2O_5 aránya a referencia értékhez közeli, míg a medián nagyobb dúsulást mutat.



14. ábra: A dél-dunántúli THF-ből származó minták mediánja (VARGA et al. 2003) és a Zemlénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált összetétele (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

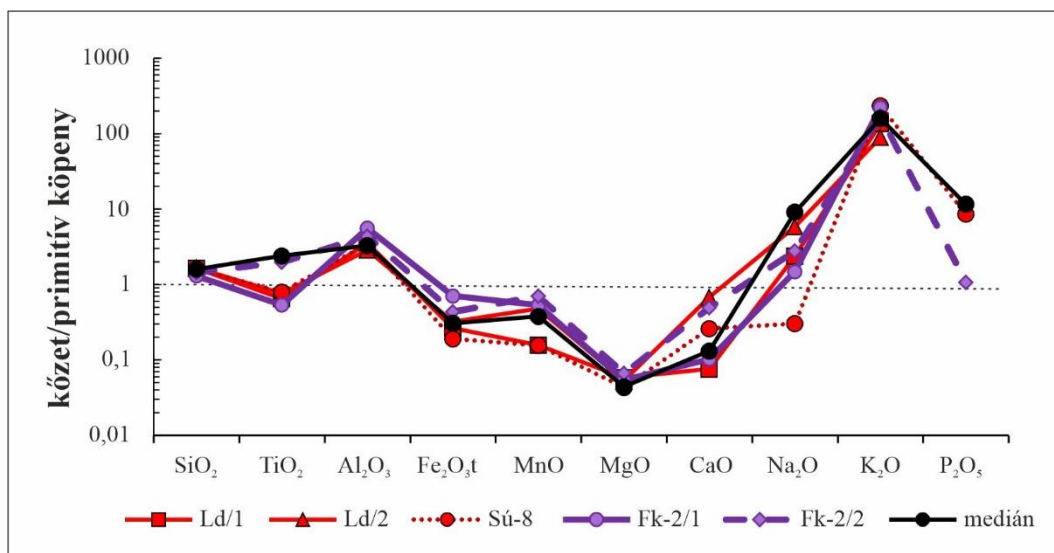
Egyesével összevetve az adatokat (15. ábra) megállapítható, hogy a SiO₂ és az Al₂O₃ közel azonos, kismértékű dúsulást mutat, kissé nagyobb mértékű dúsulás jellemző a Na₂O esetében is nagyobb szórással. A TiO₂-ban a mediánnal ellentétben, már vannak szegényedést mutató THF minták is a viszonylag nagyobb szórásuk miatt (Dv–3/rd2, Dv–3/r2, Bm–1/d). A Fe₂O₃ esetében szegényedés tapasztalható, azonban az adatok nagyobb szórást mutatnak, ugyanez még inkább igaz a MnO esetében. A K₂O és a P₂O₅ esetében változó mértékű dúsulás figyelhető meg mindkét mintacsoport esetében nagy szórással. A MgO tekintetében a dél-dunántúli minták kisebb szegényedést mutatnak. A VOZÁROVÁ et al. (2018) által vizsgált mintákhoz hasonló szegényedési értéket mutatnak a Dv–3/rd2, Dv–3/r2, Bm–1/d minták, hasonlóan, mint a TiO₂ esetében. A CaO esetében a zemlénikumi permokarbon minták többsége nagyobb mértékű szegényedést mutat, mint a THF minták.



15. ábra: A THF vulkanitkavicsainak (VARGA et al. 2003) és a zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált összetétele (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

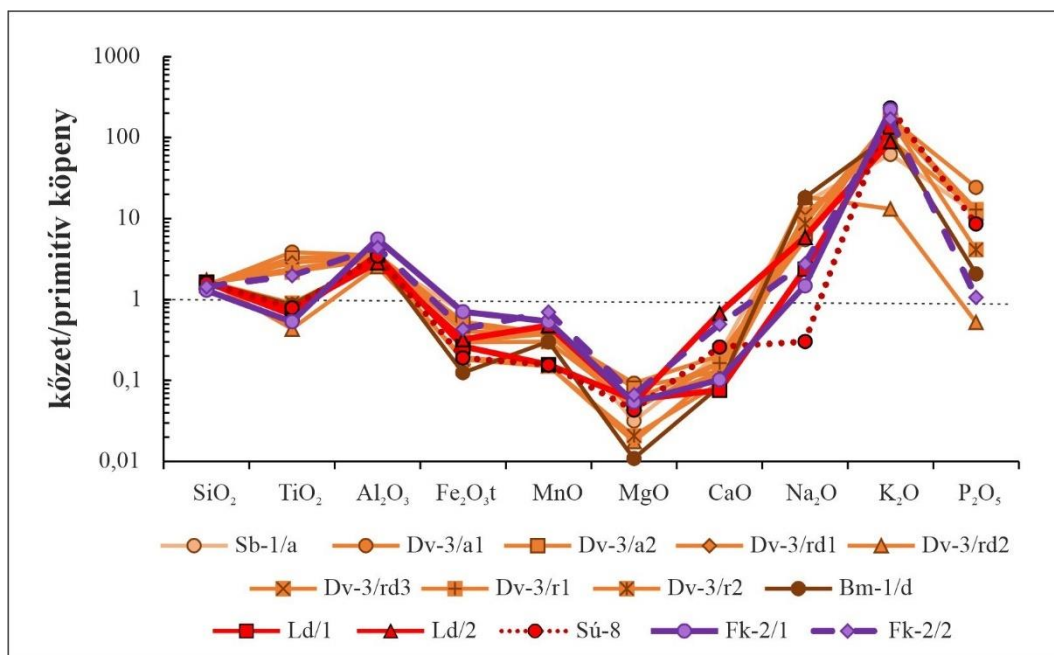
Összehasonlítottam a másik kettő, a Zemplénikum területéről származó adatsort (ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978) ugyanezen THF minták mediánjával, majd a teljes adatsorokkal is.

A 16. ábra alapján megállapítható, hogy a THF minták mediánja hasonló lefutású, mint a kérdéses zemplénikumi minták. A vizsgált minták SiO_2 és Al_2O_3 , valamint az MgO és K_2O aránya hasonló a dél-dunántúli adatok medián értékéhez. A TiO_2 esetében a medián értéke szinte megegyezik az Fk-2/2 minta értékével, a másik három minta viszont szegényedést mutat. Nagyobb szórás figyelhető meg Fe_2O_3 , MnO , valamint CaO és Na_2O és P_2O_5 arányban is.



16. ábra: A THF vulkanitkavicsainak (VARGA et al. 2003) mediánja és a zemplénikumi minták (ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált összetétele. (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

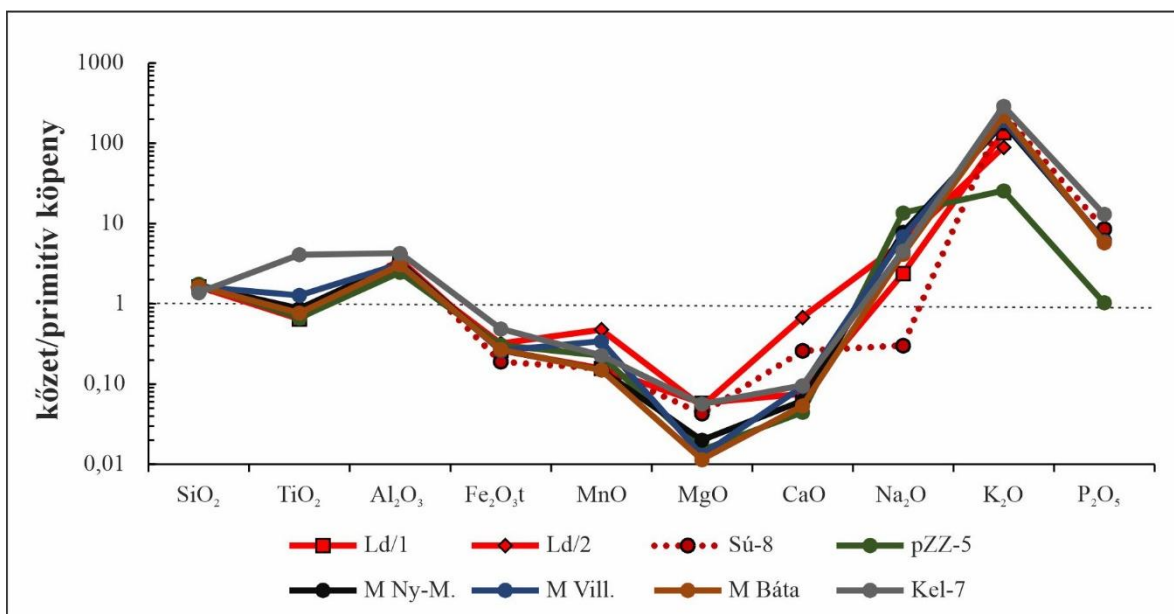
Az egyes minták adatait figyelembe (17. ábra) véve megállapítható, hogy a SiO_2 és az Al_2O_3 esetében a zemplénikumi minták kis szórással hasonló értéket mutatnak, mint a THF vulkanitkavicsainak összetétele. A K_2O arány tekintetében is az adatok hasonló értéket mutatnak közepes szórással, egyedül a Dv-3/rd2 minta tér el számottevően. A TiO_2 esetében a minták két csoportra oszlanak, az egyik csoportban nagyobb mértékű dúsulás figyelhető meg, ide tartozik a Zemplénikumból az Fk-2/2-es minta, a többi innen származó mintában kismértékű szegényedés látható. Ugyanígy szegényedik TiO_2 -ben a dél-dunántúli minták közül a Dv-3/rd2, Dv-3/r2 és Bm-1/d jelű minták. A legnagyobb mértékű szegényedés nagy szórással MgO arányban mutatkozik. Szintén szegényedést mutat nagy szórással az Fe_2O_3 és az MnO arány is. A szórás a Na_2O , valamint a P_2O_5 esetében a legnagyobb, Na_2O arányában a Sú-8 minta esetében kismértékű szegényedés, a többi mintánál változatos mértékű dúsulás jelenik meg. A CaO tekintetében szintén nagy szórással az összes minta szegényedést mutat.



17. ábra: A THF vulkanitkavicsainak (VARGA et al. 2003) és a zemplénikumi minták (ERHARDT 1962, FAZEKAS 1978) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált összetétele (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

5.2. A zemplénikumi minták összehasonlítása a Gyűrűfői Lapillitufa Formációval

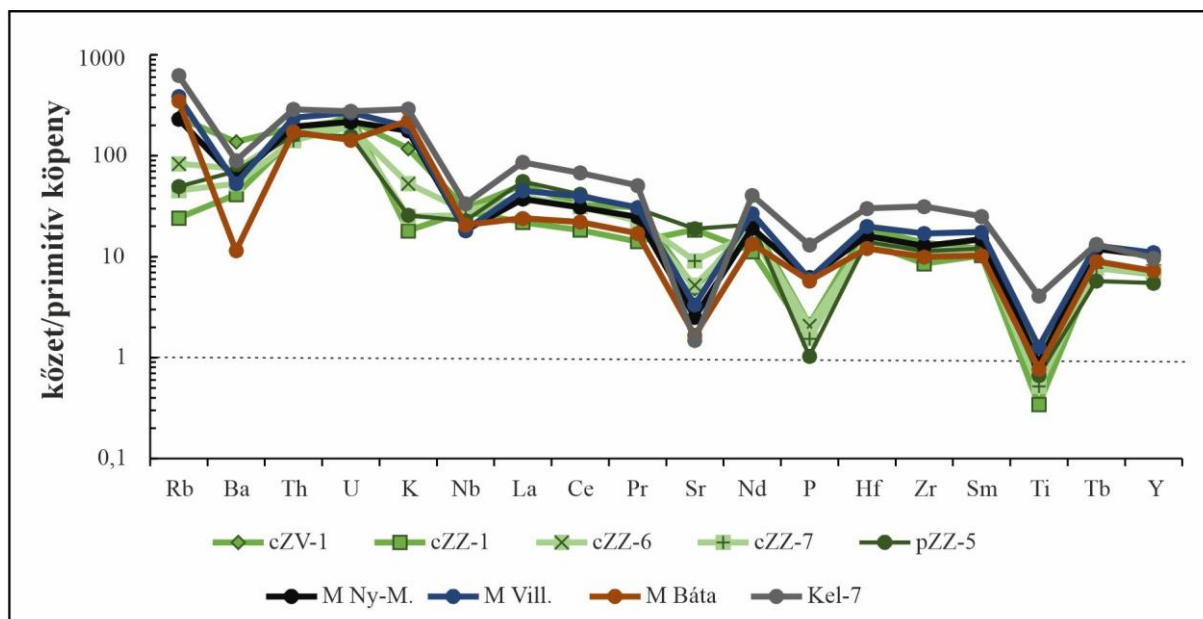
A zemplénikumi permből származó mintákat összevetve a többi, Tiszai-főegységből származó permi minták mediánjával (18. ábra) megállapítható, hogy a Nyugat-Mecsekből, a Villányi-hegység északi előteréből és a Bátai-hátról származó minták mediánja közel azonos lefutású. A kelebiai minta is szinte azonos lefutású, a legnagyobb eltérés TiO_2 esetében figyelhető meg, szegényedés helyett dúsulás tapasztalható. A mediánokhoz képest a pZZ-5 jelű minta azonos értékeket mutat a K_2O és a P_2O_5 kivételével, melyek esetében lényegesen kisebb a dúsulás mértéke. A Sú-8 az egyetlen minta, amely esetében az Na_2O arányban szegényedés tapasztalható. A minták a Na_2O és a CaO esetében mutatják a legnagyobb szórást (utóbbi esetében szegényedéssel), a MgO -tartalomban pedig általában a legnagyobb mértékű szegényedést, szintén nagy szórással. A Zemplénikumból származó mintákat összevetve a teljes korrelációs adatsorokkal is ugyanezen tendencia állapítható meg.



18. ábra: A zemplénikumi permi minták (FAZEKAS 1978; VOZÁROVÁ et al. 2018) és a Gyűrűfüi Lapillitufa Formációból származó minták (SZEMERÉDI et al. 2019) primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált főelemdiagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

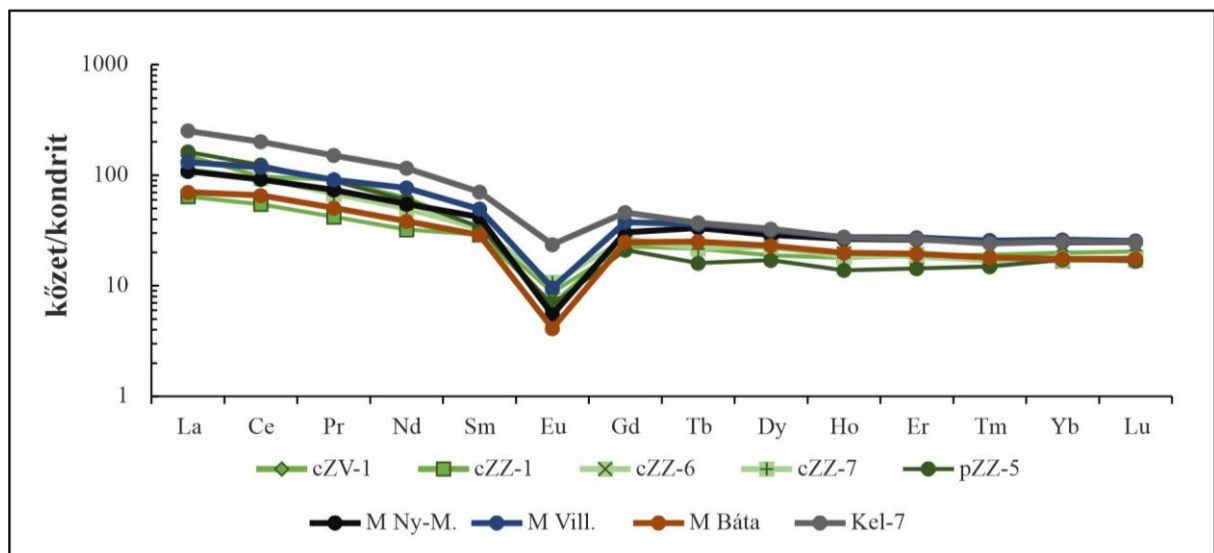
A 19. ábrán látható a Zemplénikumból VOZÁROVÁ et al. (2018) által közölt és a Gyűrűfüi Lapillitufa Formáció különböző hazai előfordulásaiból származó geokémiai adatok mediánjának az összehasonlítása sokelemes diagramon. A Kel-7 minta görbéje azonos tendenciát mutat a többi medián lefutásával, azonban az értékei többnyire kissé nagyobbak. A cZV-1 minta a Rb- és K-tartalomban a mediánokhoz hasonló értéket mutat, a Ba esetében jobban dúsul, míg a többi minta csak kisebb mértékben mutat dúsulást ezekben az elemekben. A Th-, U-, Nb-, La-, Pr-, Nd-, Hf-, Zr-, Sm-, Tb- és Y-tartalomban a minták a mediánokhoz hasonló értéket mutatnak (kivéve a már említett Kel-7 mediánját).

A Ba esetében negatív anomália jelenik meg a mediánok esetében, azonban ez a zemplénikumi mintáknál nem figyelhető meg. Csaknem az összes mintában megjelenik egy kismértékű negatív Nb anomália. A Sr esetében a mediánok és a cZV-1, cZZ-6 és cZZ-7 minták esetén figyelhető meg nagyobb negatív anomália. A zemplénikumi minták kis szórással egységes negatív P és Ti anomáliát mutatnak, a P esetében ezt a mediánok csak kisebb mértékben követik, míg a Ti esetében a kelebiai érték kivételével hasonló negatív anomáliát mutatnak.



19. ábra: A zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) és a Gyűrűfüi Lapillitufa Formációból származó minták (SZEMERÉDI et al. 2019) mediánjainak primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált sokelemes diagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

A 20. ábrán a kondrit összetételére (BARRAT et al. 2012) normált RFF eloszlás látható a VOZÁROVÁ et al. (2018)-tól származó adatok és a GYLF különböző lelőhelyeinek esetében. Megállapítható, hogy a görbék lefutása itt is azonos tendenciákat követ. A könnyű ritkaföldfémek eloszlása frakcionált, nagyobb szórást mutat, a Kel-7 minta mutatja a legnagyobb dúsulást. Minden minta esetében megfigyelhető a negatív Eu anomália, legnagyobb mértékben a nyugat-mecseki és bátai medián, valamint a cZZ-1 és pZZ-5 minta esetében. A nehéz ritkaföldfémek eloszlása kevésbé frakcionált, az adatok szórása kicsi, a VOZÁROVÁ et al. (2018) által közölt adatok elemarányaival leginkább a Bábai-hát mediánja egyezik meg.



20. ábra: A zemplénikumi minták (VOZÁROVÁ et al. 2018) és a Gyűrűfői Lapillitufa Formációból származó minták (SZEMERÉDI et al. 2019) mediánjainak kondritra (BARRAT et al. 2012) normált ritkaföldfém diagramja (a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

6. Diszkusszió

Dolgozatomban összehasonlítottam és új szempontból rendszereztem a Zempléni-egység területéről rendelkezésünkre álló adatokat és háttérismereteket, mely alapja lehet egy további, új mintákat is tartalmazó részletesebb kutatásnak.

A Zemplénikum területéről összesen tíz darab vulkanit és vulkanoszediment minta adatsora áll rendelkezésünkre, ezek normált főelem és nyomelem geokémiai összetételét hasonlítottam össze egymással, valamint a THF szeparált konglomerátum kavicsaiból és a GYLF különböző előformálási helyeiről származó adatokkal.

Az ERHARDT (1962) munkájából származó zemplénikumi minták (Fk-2 fúrás) némileg eltérnek az adatbázis többi tagjától, mivel hipotetikusán ordovíciumi korúnak tekintik őket. Figyelemreméltó azonban, hogy geokémiai összetételük alapján nem mutatnak számottevő különbséget a zemplénikumi karbon mintákkal (12. ábra). A THF formáció mediánjával összevetve az egyes főelemek primitív köpenyre normált aránya hasonló, a görbék azonos tendenciákat mutatnak (16. ábra).

A FAZEKAS (1978) által közölt zemplénikumi minták közül a Sú-8 fúrásból származó mintát JÁMBOR (1998) a GYLF részeként értelmezte. Összehasonlítva a minta geokémiai adatait a GYLF-ből származó adatok mediánjával, megállapítható, hogy MgO és CaO arányban kevésbé szegényedik, Na₂O esetében pedig dúsulás helyett szegényedés látható. A többi elem esetében közel azonos az elemarány. A ladmóci (Ladmovce) minták vizsgált elemarányai a THF mediánjához hasonló lefutásúak, míg a GYLF-val összevetve az Ld/2 minta MnO és CaO-tartalomban kisebb mértékben szegényedik a mediánoknál.

A VOZÁROVÁ et al. (2018) által tanulmányozott öt darab minta kevésbé tűnik reprezentatívnak az egyes formációkra nézve. A Toronyai és a Kásói Formációkból ugyanis kettő-kettő, a Cékei Formációból pedig csupán egy mintát vizsgáltak. Ráadásul csak három mintából áll rendelkezésünkre radiometrikus koradat, ezek is mind karbon korúak. Az egy perminek leírt mintáról nincs közölt koradat, illetve geokémiai összetétel alapján sem különbözik a vizsgált karbon mintáktól. Ez alapján joggal tekinthető kérdésesnek a nevezett minta formációba sorolása és feltételezett (de új radiometrikus adattal nem alátámasztott) kora is. Mivel a minták egy viszonylag gyenge feltártsági viszonyokkal jellemezhető területen végzett felszíni gyűjtésből származnak, így előfordulhat, hogy a mintázott feltárás nem is perm, hanem egy, a környezetével tektonikusan érintkező karbon összletet képvisel.

Magyarországon a perm korú GYLF-ből állnak rendelkezésünkre piroklasztitokhoz kapcsolódó radiometrikus koradatok (260–270 millió év), a karbon THF-ből nem. Az utóbbi

formáció konglomerátum rétegeiből szeparált vulkanitkavicsok (a nyilvánvaló áthalmozódás miatt) karbon vagy annál idősebb korúak is lehetnek.

A VOZÁROVÁ et al. (2018) által közölt fő- és nyomelem adatokat egymással összehasonlítva megállapítható, hogy a görbék azonos tendenciákat mutatnak. A sokelemes diagram esetében a nagy ionsugarú litofil elemek (Rb, Ba, K, Sr) mutatják a legnagyobb szórást. Mivel ezek az elemek vízben jól oldódnak, így könnyen mobilizálhatóak mállás vagy hidrotermás folyamatok során. Ugyanezen mintasorozat főelem adatait összevettem a THF-ből szeparált vulkanitkavicsokból származó adatok mediánjával és azt találtam, hogy a görbék itt is hasonló tendenciákat mutatnak. Ugyanakkor a zemplénikumi minták a CaO esetében nagyobb mértékben szegényednek, valamint P_2O_5 arányban kisebb mértékű dúsulást mutatnak, mint a THF minták. A GYLF mintákkal összevetve a sokelemes diagram tanúsága szerint eltérő mértékű negatív anomáliákat mutatnak. A RFF elemek dúsulási viszonyainak összehasonlításánál a görbék lefutása meglehetősen egységes, szórásuk kicsi.

Az 5. táblázatban foglaltam össze a Zemplénikumból származó mintacsoportok primitív köpenyre (PALME & O'NEILL 2003) normált összetételeinek relatív főelem dúsulási vagy szegényedési viszonyait. A 10-nél nagyobb dúsulási arányt mutató és a 0,1-nél kisebb szegényedési arányt mutató mintákat külön kiemeltem az egyes főelemek esetében. Megállapítható, hogy a különböző helyről származó és eltérő korúnak definiált minták geokémiai összetétel szempontjából csak kismértékű eltéréseket mutatnak. Nagyobb szegényedést mutat minden minta MgO-ban, kisebb mértékűt a Fe_2O_3 és a MnO esetében is. A legintenzívebb dúsulás minden esetben a K_2O arányában figyelhető meg.

Az elemmobilizációs diagramok (PAULICK & BREITKREUZ 2005; GARRELS & MACKENZIE 1971) alapján a cZZ-1, cZZ-6, cZZ-7 és pZZ-5 minták Na-gazdagodást szenvedtek, míg az Fk-2/1 és a Sú-8 minták nagy valószínűséggel kálium-metaszomatózishoz kötődő K-gazdagodást.

Az Intra-Szudéta-medencéből származó minták vizsgálata alapján a permokarbon vulkanizmus során elkülönítenek egy idősebb mészkalkáli sorozatot, ami kora és késő karbon korú, valamint egy fiatalabb, enyhén alkáli sorozatot, ami késő karbon, kora perm korú. Az előbbi riódacit alkotja alárendelten bazaltos andezittel és andezittel, ezt konvergens lemezszegélyhez kapcsolódó, posztorogén vulkanizmus eredményének tekintik. A riolittufákat, riolitot, kevésbé elterjedt trachiandeziteket és bazaltos trachiandeziteket tartalmazó fiatalabb kőzetek lemezen belüli affintást mutatnak (AWDANKIEWICZ 1999, 2022).

A geokémiai összetételt számos posztmagmás folyamat módosíthatta (pl.: hidrotermális hatás, mállás, devitrifikáció). A főelemek közül az Si és az alkáliák (Na, K), a nyomelemek

közül a LIL csoport elemei (pl.: Ba, Rb, Sr) és az átmenetifémek a leginkább hajlamosak a mobilizációra, míg a nagy térerejű nyomelemek (HFSE) és a ritkaföldfémek inkább immobilisak maradnak. A területen végzett korábbi kutatások eltérő átalakultsági fokú vulkanitokon azt mutatják, hogy a mobilis elemekben gazdagodott, mérsékelt átalakult kőzetekből származó minták reprezentatívnak tekinthetők az eredeti magmás összetétel szempontjából (AWDANKIEWICZ 1999, 2022).

Mindezek alapján megállapítható, hogy a vizsgált minták geokémiai összetétel szempontjából hasonlóak egymáshoz, továbbá elemobilizáció révén utólagos folyamatok is felülírhatták eredeti összetételüket, pl. homogenizálhatták őket. Ezen kívül az THF és GYLF-val való összevetés során sem mutattak számottevő különbséget. Megjegyzem, hogy csupán tíz mintáról állt rendelkezésünkre felhasználható adat (ötről csak főelem, a többiről főelem és nyomelem adatsor is), így ez a mintamennyiség csak korlátozottan reprezentatív. Tudományos diákköri munkám eredményei alapján elmondható, hogy új, nagyobb számú, pontosan dokumentált reprezentatív minta, valamint azok többszemponútú vizsgálata (petrográfia, geokémia, koradatok) szükséges a képződmények korának és rétegtani hovatartozásának pontosításához.

	Fk-2/1 Fk-2/2	Ld/1 Ld/2	Sú-8	cZV-1 cZZ-1	cZZ-6 cZZ-7	pZZ-5
SiO₂	~	+	+	~	~	~
TiO₂	+/-	~	~	~	-	-
Al₂O₃	+	+	+	+	+	+
Fe₂O₃	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	+/-	-	-
Na₂O	+	+	-	+	+	+
K₂O	+	+	+	+	+	+
P₂O₅	~		+	~	~	~

5. táblázat: A vizsgált minták jellemző főelem dúsulási/szegényedési viszonyai.

Jelmagyarázat: ~: a referencia összetételhez hasonló arány; +: kismértékű dúsulás, +: nagymértékű dúsulás (>10); -: kismértékű szegényedés; -: nagymértékű szegényedés (<0,1)
(a rövidítések magyarázatát lásd a 2. táblázatban)

7. Összefoglaló következtetések

A Zemplénikumot sokáig a Tiszai-főegység részeként kezelték, azonban aktuális nézeteink szerint, már az ALCAPA-hoz tartozónak tekintik. Dolgozatomban a Zempléni-egységet részben felépítő paleozoikumi, permokarbon rétegsor vulkanit és vulkanoszediment betelepüléseit vizsgáltam geokémiai összetétel szempontjából, normált főelem és nyomelem adatsorok alapján (kondrit: BARRAT et al. 2012; primitív köpeny: PALME & O'NEILL 2003). A Zemplénikum magyarországi előfordulásából öt, fúrásokból származó minta adatai álltak rendelkezésre (Fk-2/1, Fk-2/2, Ld/1, Ld/2, Sú-8) (ERHARDT 1962; FAZEKAS 1978) és szintén öt, felszíni gyűjtésű minta adatait használtam fel a szlovákiai oldalról (cZV-1, cZZ-1, cZZ-6, cZZ-7, pZZ-5) (VOZÁROVÁ et al. 2018). Az említett minták geokémiai jellegeit összevettem egymással és megállapítottam, hogy a különböző formációkba sorolt, eltérő korúnak tartott minták nem mutatnak számottevő különbséget. Karakteres jelleg, hogy a MgO- és a CaO-tartalomban általában lényeges szegényedést, míg a Na₂O- és a K₂O-tartalomban nagymértékű dúsulást mutatnak a referencia adatokhoz képest. Az egy permi minta (pZZ-5) elemaránya sem tér el a karbon mintákétól, ahogy az ordovíciumi korúnak besorolt (Fk-2/1, Fk-2/2) mintáké sem. A nemzetközi irodalomban ugyanakkor másként értelmezik az analóg közép-európai képződményeket; míg a karbon vulkanitokat és vulkanoszedimenteket posztorogén típusúaknak, addig a fiatalabb permieket egy riftesedéshez kapcsolódó vulkanizmus eredményének tekintik (AWDANKIEWICZ 2022). A minták fő- és nyomelem geokémiai hasonlósága azonban nem utal eltérő nagytektonikai környezetben való keletkezésre.

A Zemplénikum területéről származó adatokat összevettem a THF konglomerátum kifejlődéséből szeparált vulkanitkavicsok és a GYLF piroklasztitjainak geokémiai adataival. Azt találtam, hogy a THF mediánjához hasonló a főelemarányok eloszlása, ugyanakkor összevetve azt a GYLF különböző területeiről származó mediánokkal, a Sú-8 minta szegényedik Na₂O-ban, míg a mediánok dúsulást mutatnak. A sokelemes diagram alapján a VOZÁROVÁ et al. (2018) által vizsgált minták a P tekintetében nagy negatív anomáliát mutatnak, míg a THF és a GYLF mediánjai esetében ezen anomália sokkal kisebb. A nagy ionsugarú litofil elemek is nagy szórást mutatnak.

Feltételezhető, hogy a minták hasonló geokémiai összetételének oka valamilyen utólagos folyamat lehet, amely homogenizálta az összletet. Ilyen folyamatra utal az, hogy a Fk-2/1 és a Sú-8 minták K-ban gazdagodtak (talán kálium-metaszomatózis során), míg a cZZ-1, cZZ-6, cZZ-7 és pZZ-5 minták Na-ban gazdagodtak.

Mindezek alapján további vizsgálatok szükségesek a képződmények pontos korának és rétegtani hovatartozásának tisztázásához, mivel a rendelkezésre álló adatsorok részben hiányosak (csak főelem adatsorok), részben a kis mintaszám miatt nem reprezentatívak (csak egy-két minta áll rendelkezésre formációnként a Zemplénikumból).

Irodalomjegyzék

- AWDANKIEWICZ, M. (1999): Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland — *Geologia Sudetica* **32**, 83–111.
- AWDANKIEWICZ, M. (2022): Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U–Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland — *International Journal of Earth Sciences* **111**, 2199–2224.
- BARRAT, J.A., ZANDA, B., MOYNIER, F., BOLLINGER, C., LIORZOU, C. & BAYON, G. (2012): Geochemistry of CI chondrites: Major and trace elements and Cu and Zn Isotopes. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **83**, 79–92.
- CSÁSZÁR G. (2005): *Magyarország és környezetének regionális földtana*. — ELTE Eötvös Kiadó, Budapest 328 p.
- DANK V. (1956): Földtani adatok az északkeleti szlovákiai határmenti területről — *Földtani Közlöny* **86/2**, 161–166.
- EBNER, F., RANTITSCH, G., RUSSEGER, B., VOZÁROVÁ, A. & KOVÁCS S. (2006): A three component (organic carbon, pyritic sulphur, carbonate content) model as a tool for lithostratigraphic correlation of Carboniferous sediments in the Alpine-Carpathian-North Pannonian realm. — *Geologica Carpathica* **57/4**, 243–256.
- ERHARDT GY. (1962): A füzérkajatai alapfűrés földtani eredményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet jelentése az 1962. évről*, 391–425.
- FAZEKAS V. (1978): A magyarországi felső-paleozoós vulkanitok ásvány-kőzettani- kémiai-, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata — Kutatási zárójelentés, Mecseki Ércbányászati Vállalat Kísérleti Kutatási és Automatizálási Üzem 141.
- FERENCZI I. (1943): A Zempléni Szigethegység földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1939-40-ről*, 393–439.
- FÜLÖP J. (1994): *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971): *Evolution of Sedimentary Rocks*. — Norton, New York, 397 p.
- HIDASI T., VARGA A. & PÁL-MOLNÁR E. (2015): A Gyűrűfüi Riolit kőzetmintáinak vizsgálata a Mecseki Ércbányászati Vállalat „Vulkanitok, etalon kollekció” csiszolatgyűjteményének felhasználásával: nyugat-mecseki preparátumok — *Földtani Közlöny* **145/1**, 3–22.
- JÁMBOR Á. (1998): A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.
- KOBULSKÝ, J., ELEČKO, M., GAZDAČKO, Ľ., MAGLAY, J., PRAMUKA, S., ZLINSKÁ, A. & ŽECOVÁ, K. (2011): Geological setting of the Zemplinikum in the Zemplínske vrchy Mts. Partial final report. — In: HRAŠKO, L., et al. (ed.): Actualization of the geological setting of the problem areas of the Slovak Republic. Manuscript. Archive of ŠGÚDŠ, Bratislava, 143 p. (In Slovak)
- KOBULSKÝ, J., GAZDAČKO, Ľ., ŽECOVÁ, K., MAGLAY, J., BAČO P. & BAČOVÁ, Z. (2014): *Geological-Educational Map of the Zemplínske vrchy (1:50 000)*
- KOVÁCS S., BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. & SZEDERKÉNYI T. (2011): A Cirkum-Pannon régió tektonosztratigráfiai terrén és öskörnyezeti térképsorozata — *Földtani Közlöny* **141/2**, 123–140.
- MAJOROS GY. (1998): Az Alföld aljazta és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 217–224.
- NAGY B. (1992): *Műszeres analitikai módszerek és alkalmazásuk a geológiai anyagvizsgálatban*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 219 p.

- PALME, H. & O'NEIL, H. ST. C. (2003): Cosmochemical Estimates of Mantle Composition — In: HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds.): *Treatise on Geochemistry Volume 2, The Mantle and the Core*, Elsevier Science, Amsterdam, New York, 1–38.
- PANTÓ G. (1963): A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet jelentése az 1963. évről*, 227–241.
- PAULICK, H. & BREITKREUZ, C. (2005): The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores — *International Journal of Earth Sciences* **94**, 834–850.
- SLÁVIK J (1976): Zemplinikum, a new tectonic unit of the Central Western Carpathians — *Geologické Práce Správy* **65**, 7–19. (in Slovak)
- SZÁDECZKY GY. (1897): *A Zempléni Szigethegység geológiai és kőzettani tekintetben* — Királyi Magyar Természettudományi Társulat, Budapest, 63 p.
- SZEMERÉDI M., VARGA A., LUKÁCS R. & PÁL-MOLNÁR E. (2016): A Gyűrűfüi Riolit Formáció kőzettani vizsgálata a felszíni előfordulások alapján (Nyugati-Mecsek) — *Földtani Közöny* **146/4**, 335–354.
- SZEMERÉDI M., VARGA A., LUKÁCS R. & PÁL-MOLNÁR E. (2017): A Gyűrűfüi Riolit Formáció kőzettani vizsgálatának eredményei a Villányi-hegység északi előterében — *Földtani Közöny* **147/4**, 357–382.
- SZEMERÉDI M., LUKÁCS R., VARGA A., DUNKL I., JÓZSA S., TATU M., PÁL-MOLNÁR E., SZEPESI J., GUILLONG M., SZAKMÁNY GY. & HARANGI SZ. (2019): Permian felsic volcanic rocks in the Pannonian Basin (Hungary): new petrographic, geochemical, and geochronological results — *International Journal of Earth Sciences* **109**, 101–125.
- VARGA A. & RAUCSIK B. (2021): A Zempléni-egység permokarbon összletének korrelációs jelentősége. — In: KIRÁLY E., FÜRI J. (szerk.): *Átalakulások II. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 2021*, 59–62.
- VARGA A., SZAKMÁNY GY., JÓZSA S. & MÁTHÉ Z. (2003): Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian-Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) – summarized results — *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.
- VOZÁR, J., EBNER, F., VOZÁROVÁ, A., HAAS J., KOVÁCS S., SUDAR, M., BIELIK, M. & PÉRO Cs. (2010): *Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian Region* — Slovak Academy of Sciences, Geological Institute, Bratislava, 231 p.
- VOZÁROVÁ, A. (1991): Petrology of crystalline rocks of Zemplinikum (West Carpathians). — *Západné Karpaty Sér Miner Petr Geoch Metalog* **14**, 7–59. (in Slovak, English summary)
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1988): *Late Paleozoic in West Carpathians* — Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 314 p.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1995): *Carboniferous-Permian sequences in the Western Carpathians (Slovak Republic)* — XIII International Congress on Carboniferous-Permian. Guide to Excursion A1. Polish Geological Institute, Warsaw, 33 p.
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1996): Terranes of West Carpathians – North Pannonian Domain. — *Slovak Geological Magazine* **1**, 61–83.
- VOZÁROVÁ, A., F. EBNER, S. KOVÁCS, H-G. KRÄUTNER, T. SZEDERKÉNYI, B. KRSTIĆ, J. SREMAC, D. ALJINOVIČ, M. NOVAK & D. SKABERNE (2009): Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. — *Geologica Carpathica* **60/1**, 71–104.
- VOZÁROVÁ, A., LARIONOV, A., ŠARINOVÁ, K., RODIONOV, N., LEPEKHINA, E., VOZÁR, J. & PADERIN, I. (2018): Clastic wedge provenance in the Zemplinikum Carboniferous–Permian rocks using the U–Pb zircon age dating (Western Carpathians, Slovakia) — *International Journal of Earth Sciences* **108**, 115–135.

Internetes hivatkozások:

- 1: [Magyarország pre-kainozoos földtani térképe \(gov.hu\)](https://www.gov.hu) (letöltés dátuma: 2022.11.01.)