



A savanyú vulkanizmus fáciestani vizsgálata ÉK-Magyarországon

doktori (PhD) értekezés

Szepesi János

Debreceni Egyetem
Természettudományi Doktori Tanács
Földtudományi Doktori Iskola
Debrecen, 2009

Ezen értekezést a Debreceni Egyetem TTK Földtudományi.Doktori Iskola Ásványtani, geokémiai, regionális és alkalmazott földtani kutatások programja keretében készítettem a Debreceni Egyetem TTK doktori (PhD) fokozatának elnyerése céljából.

Debrecen, 2009.01.12.

a jelölt aláírása

Tanúsítom, hogy Szepesi János doktorjelölt 2000- 2008 között a fent megnevezett Doktori Iskola Ásványtani, geokémiai, regionális és alkalmazott földtani kutatások programjának keretében irányításommal végezte munkáját. Az értekezésben foglalt eredményekhez a jelölt önálló alkotó tevékenységével meghatározóan hozzájárult. Az értekezés elfogadását javaslom.

Debrecen, 2009.01.12.

a témavezető aláírása

„Ily mű helyes megírása előre föltételezi, hogy az ismertetendő vidék vagy város iránt előszeretettel és kiváló vonzalommal viseltessünk, Ami nélkül az ily – vasszorgalmat igénylő művet létrehozni nem lehet, mert csak a tárgy szeretete, a céltudatos iparkodás tudja cselekvő éberségben tartani azon rendkívüli erőfeszítéssel járó munkát és nem lankadó munkakedvet, amely évek hosszú során át foglalkoztatja az emberi ész gondolkozó műhelyét az agyat.”

*Orbán Balázs (1889)
Torda város és környéke*

1. TARTALOMJEGYZÉK

1. TARTALOMJEGYZÉK	3
2. A KUTATÓMUNKA CÉLKITÚZÉSEI A SAVANYÚ VULKANITOK HAZAI ÉS NEMZETKÖZI KUTATÁSTÖRTÉNETÉNEK TÜKRÉBEN.....	7
2.1 Problémafelvetés	7
2.2 A savanyú vulkanitok kutatástörténete és fáciestani adatbázisa	7
2.2.1 A Kárpát-medencei savanyú vulkanizmus kutatástörténete	7
2.3 A nemzetközi fáciestani adatbázis.....	11
2.4 A kutatás célkitűzései	15
3. KUTATÁSI ÉS ANYAGVIZSGÁLATI MÓDSZEREK.....	18
3.1 Irodalmi források és adatbázis építés.....	18
3.2 A vulkáni fáciesek terepi vizsgálata	18
3.2.1 Szálkőzetek	18
3.2.2 Lejtőtörmelék.....	19
3.3 Felületi csiszolatok vizsgálata	19
3.4 Vékonycsiszolat vizsgálatok	19
3.5 Geokémia	19
3.5.1 Röntgen vizsgálatok	19
3.5.2 Kémiai analitika	20
3.5.3 Termikus elemzések	20
3.5.4 SEM vizsgálatok.....	21
3.5.5 Radiometrikus kormeghatározás	21
4. A SAVANYÚ VULKÁNI TESZTEK FÁCIESTANI ÉS SZÖVETI VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZERTANA	22
4.1 Vertikális feltártság, fúrások újraértékelése	22
4.2 A feltárásokban megfigyelhető, a testre jellemző fáciesövek elkülönítése, jellemzése	22
4.2.1 A fáciesek szerkezeti elemeinek azonosítása	23
4.2.2 Térbeli kapcsolatok	24
4.2.3 Időbeli kapcsolatok.....	24
4.2.4 Az eredmények értelmezése.....	24
4.3 A savanyú kőzetváltozatok szöveti vizsgálata.....	24
4.3.1 Makroszkópos vizsgálatok.....	26
4.3.2 Mikroszkópi vizsgálatok.....	26
5. A SAVANYÚ LÁVAFÁCIESEK KÖZETGENETIKAI FOLYAMATAI	31
5.1 Savanyú vulkáni üvegek.....	31
5.1.1 Horzsaköves perlit (horzsásodás).....	31
5.1.2 Perlitbreccsa	31
5.1.3 Obszidián-Perlit.....	32
5.1.4 Vitrofir.....	32
5.1.5 Riolitos (szferolitos) perlit.....	33
5.2 Riolit fáciesek	33
5.2.1 Szferolitos riolit (szferolitos devitrifikáció).....	34
5.2.2 „Malomkő” riolit.....	34
5.2.3 Fluidális riolit.....	34
5.2.4 Vörös riolit.....	35
5.3 A szilikát olvadék hűlési rendszere.....	35
6. A SAVANYÚ VULKÁNI TESZTEK TÉRFOGLALÁSI MODELLJEI	39
6.1 A kürtő, mint a vulkáni ciklus lefolyását döntően meghatározó környezet.....	39
6.1.1 Zárt illóáramlási modell („permeable foam”=habláva modell).....	39
6.1.2 Nyílt illóáramlási modell.....	40
6.2 Vulkanotektonikus süllyedékek (kalderák)	41
6.3 Savanyú lávák	42
6.3.1 Lávadómok	42
6.3.2 Lávaárak.....	45

7. KÁRPÁT MEDENCEI SAVANYÚ VULKANIZMUS GEOKRONOLÓGIAI ÉS SZTRATIGRÁFIAI VÁZLATA.....	49
7.1 A savanyú mészalkáli vulkanizmus formáció-sztratigráfiai alapegységei	51
8. A VIZSGÁLT ELŐFORDULÁSOK FÁCIESTANI, SZÖVETI JELLEMZÉSÉNEK ALAPELVEI	56
9. FÁCIESTANI VIZSGÁLATOK A LŐRINCI MÚLATÓ-HEGY RIOLITJÁN	57
9.1 Vulkanotektonika-sztratigráfia	57
9.2 A Múlató-hegy lávafáciesei	59
9.2.1 A Múlató-hegyi lávafáciesek ásványtani-szöveti jellemzői	62
9.3 A szöveti fejlődés és térfoglalás modellje	62
9.4 Konklúzió	66
10. FÁCIESTANI VIZSGÁLATOK A TOKAJI-HEGYSÉG TERÜLETÉN	68
10.1 Tokaji hegység általános szerkezeti – vulkanológiai jellemzése.....	68
10.2 Fáciestani vizsgálatok a telkibányai Ósva-völgyben	71
10.2.1 Szerkezeti orientáció, földtani környezet	72
10.2.2 A vizsgálati terület kőzetfáciesei.....	72
10.3 Az Ósva-völgyi savanyú lávaáfáciesek ásványtani-szöveti jellemzői	75
10.4 A vulkano-morfológia alegységek fáciestani rekonstrukciója.....	75
10.4.1 A riolitos paleovulkáni terület térfoglalási folyamatai.....	82
10.5 Fáciestani vizsgálatok az abaújszántói Sátor-hegyen	87
10.5.1 Kutatástörténet.....	87
10.5.2 Földtani környezet.....	87
10.5.3 A Sátor-Krakó lávafáciesei.....	88
10.5.4 Az abaújszántói Sátor-Krakó savanyú kőzetváltozatainak ásványtani-szöveti jellemzői	90
10.5.5 Térfoglalás.....	90
10.5.6 Összefoglalás, következtetések.....	92
10.6 A tokaji Nagyhegy környéki savanyú vulkanitok fáciestani vizsgálata	93
10.6.1 Szerkezeti helyzet, feltártság.....	93
10.6.2 A Lebuj-feltárás fáciesövei.....	94
10.6.3 A Dereszla fáciesövei.....	96
10.6.4 A Lebuj és Dereszla savanyú kőzetváltozatainak ásványtani-szöveti jellemzői	98
10.6.5 A térfoglalás.....	99
10.7 Konklúzió	105
11. A KASZONYI-HEGY PALEOVULKÁNI REKONSTRUKCIÓJA.....	106
11.1 Vulkanotektonika – felszínfejlődés.....	107
11.2 Az Kaszonyi-hegyi riolit ásványtani-szöveti jellemzői	108
11.3 A Kaszonyi-hegy lávafáciesei	109
11.4 A barabási riolit térfoglalása	110
11.5 Konklúzió	113
12. A SZÖVETI, FÁCIESTANI (ÉS ERÓZIÓS) VIZSGÁLATOK ÖSSZEHASONLÍTÓ ÉRTÉKELÉSE	114
12.1 A savanyú lávák genetikai kérdéseinek újraértelmezése.....	116
12.2 Korábban nem értelmezett fáciesek és vulkáni folyamatok.....	116
12.3 A lávadómok és lávaárak mikrofáciestani különbségei.....	117
12.4 Dóm és a lávaár jelleg fáciestani szétválasztása	118
12.5 Az előfordulások vulkanológiai újraértékelése	118
12.6 Vulkanosztratigráfiai következtetések.....	119
12.7 Az eróziós formakincs.....	121
12.7.1 Lávaárak.....	122
12.7.2 Lávadómok.....	124
13. A VIZSGÁLT ELŐFORDULÁSOK KÖZETSZÖVETI VIZSGÁLATAINAK ÖSSZEFOGLALÓ ÉRTÉKELÉSE	126
13.1 Színes kőzetalkotók.....	127
13.2 Színtelen kőzetalkotók.....	127

13.3	Fenokristály fragmentáció	129
13.4	Vulkáni üvegek.....	130
13.5	Riolitok	130
13.6	Hólyagüregek ásványtársulásai, utólagos elváltozások	131
14.	A VIZSGÁLT ELŐFORDULÁSOK ÖSSZEHASONLÍTÓ GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE	133
14.1	Az adatfeldolgozás módszerei és szempontjai	133
14.2	A savanyú vulkáni fáciesek geokémiai jellemzése	134
14.2.1	<i>Pásztázó elektronmikroszkópia</i>	139
14.3	Derivatográfia	140
14.4	A vizsgált előfordulások területi összehasonlító jellemzése.....	142
14.4.1	<i>Főelemek</i>	142
14.4.2	<i>Nyomelemek</i>	146
14.4.3	<i>Ritkaföldek</i>	149
14.4.4	<i>A savanyú vulkanitok területi csoportjainak geokémiai jellemzői</i>	150
14.5	Az előfordulások geokémiai fejlődési modellje.....	152
15.	TOVÁBBI KUTATÁSI IRÁNYVONALAK.....	156
16.	IRODALOMJEGYZÉK	158
17.	KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	173
18.	ÁBRAJEGYZÉK	174
19.	FÜGGELÉK	177
I.	KÁRPÁT-MEDENCEI SAVANYÚ VULKANITOK ÖSSZEHASONLÍTÓ JELLEMZÉSÉHEZ	
	FELHASZNÁLT TELJES GEOKÉMIAI ADATSOROK.....	177
II.	FÉNYKÉP TÁBLÁK.....	181
1.	SAVANYÚ LÁVATESTEK NEMZETKÖZI ANALÓGIÁI	181
a.	tábla Savanyú lávadómok	181
b.	tábla Savanyú lávaárak	183
2.	A LŐRINCI MULATÓ HEGY LÁVAFÁCIESEI	185
2.1	tábla A Lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő fejtési szintjeinek terepi felvételei.....	185
2.2	tábla A lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő láva fáciesei és fedőképződményei.....	187
2.3	tábla A lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő láva fáciesének makro- és mikroszkópi felvételei	189
3.	A TELKIBÁNYA ÓSVA-VÖLGY MENTI SAVANYÚ VULKÁNI TESTEK FÁCIESEI	191
3.1	tábla A riolit lávadómok terepi, makro és mikroszkópi szöveti felvételei.....	191
3.2	A kőgáti lávaárszerkezet völgyfejlődéssel feltárt felső és kürtöközeli részeinek terepi, makro és mikroszkópi szöveti felvételei.....	193
4.	AZ ABAÚJSZÁNTÓI SÁTOR-KRAKÓ HEGYCSOPORT SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI	195
4.1	tábla A Sátor-hegy DK-i oldalán található feltárás sorozat terepi felvételei	195
4.2	tábla A Sátor-hegyi lávaárbázis fáciesének makro és mikroszkópi felvételei.....	197
5.	A TOKAJ-LEBUJ ÉS A DERESZLA DÓMOK SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI	199
5.1	tábla A Tokaj-Lebuj feltárás terepi, makro és mikroszkópi felvételei.....	199
5.2	tábla A Tokaj-Lebuj, a felső lávaár egység üveges fáciesének makro és mikroszkópi felvételei	201
5.3	tábla A bodrogkeresztúri Dereszla lávafáciesének terepi és mikroszkópi felvételei	203
5.4	tábla A Tokaj-Lebuj és a Dereszla ásványos alkotói	205
6.	A KASZONYI-HEGY SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI.....	207
6.1	tábla A Kaszonyi hegy Szádóg gerincébe mélyült kőfejtő terepi felvételei	207
6.2	tábla A Kaszonyi hegy Szádóg gerincébe mélyült kőfejtő lávafáciesének terepi felvételei	209
6.3	A Kaszonyi hegy riolitjának makro és mikroszkópi felvételei.....	211

2. A KUTATÓMUNKA CÉLKITŰZÉSEI A SAVANYÚ VULKANITOK HAZAI ÉS NEMZETKÖZI KUTATÁSTÖRTÉNETÉNEK TÜKRÉBEN

2.1 Problémafelvetés

A savanyú vulkanizmus termékei utáni érdeklődés töretlen az elmúlt 200 évben, mégis a RICHTHOFEN (1860) által nevesített átfogó „riolit” kőzetkategória genetikai kérdéseinek (pl. perlitképződés) tisztázására azonban a XX. második feléig várni kellett.

Az Egyesült Államok Ny-i részén található savanyú vulkáni területek fúrásadatbázisainak (*Continental Scientific Drilling Program* Long Valley, Medicine Lake, kaldera) feldolgozása a 80-as évek végére fejeződött be. További hatalmas lökést adott az ismeretanyag bővüléséhez, a kitörés mechanizmusok értelmezéséhez a Mount St. Helens 1980. évi explóziója és az azt követő dómtevékenység, valamint a japán Unzen 1991-1995 közötti, a talus gravitációs összeomlásával kísért többszakaszú lávadóm épülése.

Az eredményeket tartalmazó monográfiák (*The emplacement of silicic domes and lava flows* FINK ED. 1987, *Lava flows and domes* FINK ED. 1990) melletti állandó figyelmet a vulkanológiai folyóiratok tematikus számai igazolják (*J. of Volc & Geoth. Res.* 2006. 3-4., *Bull Vol.* 2008 3.).

A belső kárpáti vulkáni koszorú tagjai közül az Eperjes-Tokaji- (és Selmeci) hegységben a savanyú lávaközetek páratlan fáciestani sokszínűségben fejlődtek ki. Ezek feldolgozásánál, részben a nyersanyagkutatói célok által vezérelve a hazai és nemzetközi eredmények párhuzamosítása, összegzése a 70-es évek végére lezárult. A Tokaji –hegységi perlit prognózis befejeződése óta (GYARMATI 1981) az állami források csökkenésével, majd megszűnésével a hazai vulkanológia ezen ága nem tudott lépést tartani a fejlődéssel az új eredmények nem integrálódtak a kutatásokba.

2.2 A savanyú vulkanitok kutatástörténete és fáciestani adatbázisa

A savanyú vulkanitok Tokaji-hegységi kutatását lezáró monográfia (ILKEYNÉ 1972a) a téma átfogó kutatástörténeti értékelését adta. A történelmi időktől kezdve időrendi sorrendben tárgyalta a fáciestani, genetikai észleléseket, megalapozva a Tokaji-hegységi kutatások módszertani keretét. Így az adatbázis összeállításakor a legfontosabb szempont a kutatási eredmények párhuzamosítása és a továbblépési irányok kijelölése volt. A fáciestani, nevezéktani kérdések időrendi és területi csoportosításán túl a további rendezési irányelvek a paleovulkáni rekonstrukciót lehetővé tevő, egyes fáciesgenetikai kérdéskörök voltak.

Ahhoz, hogy az ismeretanyag bővülésével az időben lehatárolható korszakok kutatási eredményeinek egymá sra épülése jól látható legyen táblázatos formában kerültek rendezésre (2.1 táblázat).

2.2.1 A Kárpát-medencei savanyú vulkanizmus kutatástörténete

A savanyú lávaközetekkel kapcsolatos földtani észlelések a XVIII. századig nyúlnak vissza. Áttekintve az eltelt 200 év kutatásait a következő főbb időszakok jelölhetők ki:

1. A megismerés kezdete a neptunista-plutonista viták kerestüében:

FICHTEL 1791, TOWNSON 1797, ESMARK 1798, BEUDANT 1822

A Kárpát-medence földtani megismerése a XVIII. század végén kezdődött (FICHTEL 1791, TOWNSON 1797, ESMARK 1798, BEUDANT 1822). A kutatók észleléseinek magyarázatát tudományos világnézetük (plutonista-neptunista) befolyásolta, leírásaik nevezéktani módszertani kerete is különböző volt.

2. A riolit kőzetkategoría létrehozása, a hazai magmás petrográfia kezdete:

RICHTHOFEN 1860, ZIRKEL 1867, SZABÓ 1866, SZTERÉNYI 1881, SZÁDECZKY 1887, 1890, 1897

A geokémiai és közettani alapokon létrehozott riolit kategória (RICHTHOFEN 1860) egységes rendszerbe foglalta az addigi szórványos észleléseket és szöveti vizsgálatok eredményeként máig érvényes módon szétválasztotta a hialinos és felzites fácieseket.

Ezen alapokon indult meg a hegyaljai riolitok vizsgálata, (SZABÓ 1866), és korát meghaladó módon ismerte fel a perlit obszidiánból történő származásának elvét. SZABÓ és tanítványai (SZTERÉNYI, SZÁDECZKY) által kialakított módszertan (sorpdányok gyűjtése, fenokristály tartalom alapján történő csoportosítás) mintegy 100 évre határozták meg a közetcsoport vizsgálati kereteit.

3. A XX. század első fele, monografikus feldolgozások:

MAURITZ 1910, PÁLFY 1915, VENDL 1927, HOFFER 1937, LIFFA 1953, a, b, HERMANN 1952

A XX. század első felében született leíró petrográfiai munkák monografikus jelleggel dolgoztak föl kisebb (Szerencsi-sziget HOFFER 1937, Telkibánya LIFFA 1953 a, b HERMANN 1952) – nagyobb (Mátra MAURITZ 1910) terület egységeket. VENDL (1927) petrográfiai, geokémia szempontból nyújtott átfogó jellemzést a történelmi Magyarország riolit előfordulásairól, a genetikai kérdések tárgyalása nélkül.

4. Korszerű vulkano-fáciestan az 1960-es évektől:

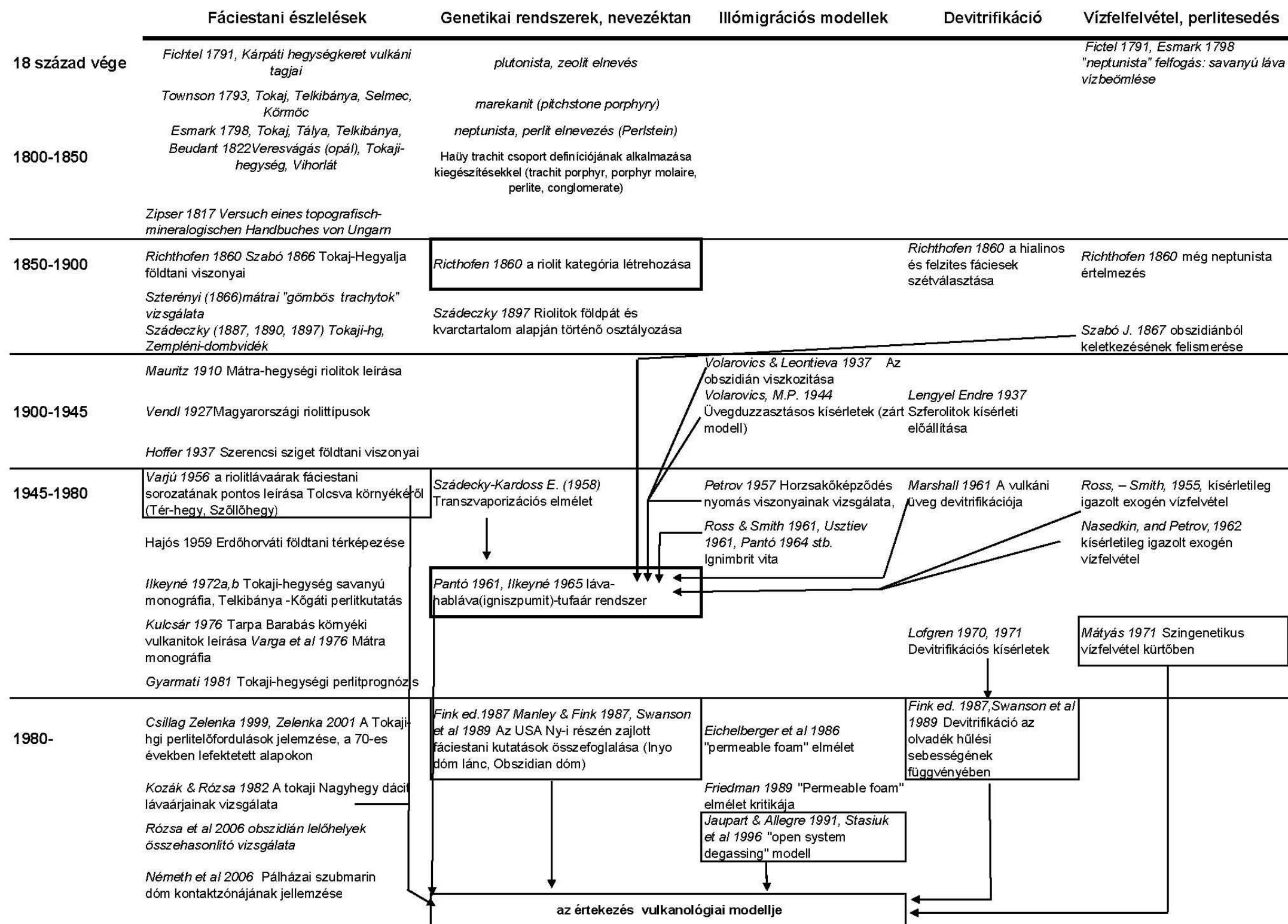
Elméleti kérdések: SZÁDECZKY-KARDOSS 1958 a, b 1959, 1967 PANTÓ 1964 a, b

Fáciestan, nyersanyagkutatás:

Tokaji-hg: HAJÓS, VARJÚ 1956, PANTÓ 1966, ILKEYNÉ 1972 a, b, GYARMATI 1981

Mátra: VARGA ET AL. 1975

Tiszántúl: KULCSÁR 1943, 1968, 1976



2.1. táblázat A savanyú vulkanizmus fáciesének és jelenségeinek hazai és nemzetközi kutatástörténete a genetikai rendszerek fejlődésének tükrében

Vulkáni hegységeink földtani térképezése és nyersanyagkutatása a múlt század 50-es éveiben indult meg, ami új vizsgálati módszerek kialakítását, és a korábbi kőzet kategóriák, általános definíciók teljes revízióját igényelte (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958a, b 1959, 1967, PANTÓ 1967). A felmerült problémákat az akkor forradalminak számító és általános vezérlő elvvé vált transzsvaporizációs elmélet oldotta föl.

A lefektetett alapokon a savanyú rendszer láva-tufa-habláva kategóriákat definiáló vulkanológiai modellje a piroklasztitok és lávaközetek szoros tér és időbeli összefonódása miatt a Tokaji-hegység kutatása közben formálódott ki (PANTÓ 1961, 1964, ILKEYNÉ 1964, MÁTYÁS 1971), melybe beépültek az addig napvilágot látott nemzetközi kutatások eredményei is (2.1 táblázat).

A PANTÓ és ILKEYNÉ által kialakított genetikai rendszer legfontosabb érdeme az addig már sok kutatót tévútra vezető obszidián-perlit-riolit asszociáció fő és átmeneti kőzettípusainak elkülönítése volt. A térképezés tapasztalatait összegezve azonban komplex vulkanológiai értelmezésre, a fácies - forma kapcsolatok tisztázására csak a kisebb testek esetében nyílt lehetőség. Az akár több 100 méter vastagságot meghaladó lávakőzet sorozatok tagolása az addig napvilágot látott nemzetközi analógiák alapján nem valósulhatott meg. További problémát jelentett, hogy rendszerük a többi savanyú lávaterület feldolgozásakor nem került alkalmazásra (SZEPESI & KOZÁK 2008).

5. Az eredmény gazdag 70-es évek után:

CSILLAG – ZELENKA 1999, ZELENKA 2000, ZELENKA 2001, NÉMETH ET AL. 2006, RÓZSA ET AL. 2003, 2006 SZÉKYNÉ ET AL 2007

A legutolsó perlitprognózis lezárása után (GYARMATI 1981) az állami források rohamos csökkenésével, majd megszűnésével a hazai vulkanológia ezen ága nem tudott lépést tartani a fejlődéssel a nemzetközi elméleti eredmények nem épültek be a kutatásokba. Modellszerű vulkano-fáciestani összegzés (a 70-es évekbeli eredményekre alapozva) az ezredforduló környékén történt (CSILLAG-ZELENKA 1999, ZELENKA 2001). A paleovulkáni formakincs űrtávérzékelésen és légifotókon (ZELENKA 2000) és digitális domborzatmodelleken alapuló kiértékelése (KARÁTSÓN & TÍMÁR 2004, KARÁTSÓN 2007) lehatárolta a legfontosabb savanyú és intermedier vulkáni központokat.

A pálházai Perlit 92 Kft. új fejtes létesítése, valamint a jelenlegi bánya készleteinek újrafelmérése miatt a Miskolci Egyetem Földtan és Teleptani Tanszékét megbízva értékelte újra a korábbi kutatási eredményeket. NÉMETH ET AL. (2006) a pálházai szubmarin lávadóm komplexum üledékanyaggal keveredő kontaktzónáját vizsgálta. RÓZSA ET AL. (2003, 2006) a Tokaji-hegységi és más az obszidiánok petrográfiai és geokémiai összehasonlító elemzését végezte el.

2.3 A nemzetközi fáciestani adatbázis

Az adatbázisba a legfontosabb vulkanológiai és közettani folyóiratokban megjelent publikációk gyűjtöttem össze, amit jelentősen megkönnyített a digitális állományok (SPRINGER, ELSEVIER) hozzáférhetővé tétele (EISZ program). Rendszerezésük első szempontja a *fáciestani és elméleti – kísérleti* munkák elkülönítése volt. A fáciestani munkák (2.2 táblázat) területi szelekció mellett a következő főbb témakörök szerint voltak tagolhatók:

- általános sztratigráfiai kérdések (mindegyik területegység)
- dómok fáciestani vizsgálata (USA, Új-Zéland, Örményország, Japán, Mediterráneum)
- lávaárak fáciestani vizsgálata (USA, Új-Zéland, Mediterráneum)
- egy –egy fácies részletes vizsgálata (USA, Új-Zéland, Lipari)
- térfoglalási, hűlési folyamat rekonstrukciója (csak USA és Új-Zéland)

Ahhoz, hogy a magmakamrában lezajló folyamatok (krisztallizáció) a kitöréseket (extrúzió, effúzió, explózió) kiváltó, valamint a közetolvadék megszilárdulását befolyásoló tényezők mechanizmusai értelmezhetővé váljanak, a természeti folyamatokat reprodukálni képes laboratóriumi kísérletekre volt szükség, amelynek feltételei csak az 1930-as évektől voltak adottak. Az első úttörő munkák a szilikátipar fellendülésével egyidejűleg a Szovjetunióban kezdődtek, de a későbbiekben, több részterületen az amerikai kutatások vették át a vezető szerepet, folyamatosan szolgáltatva a terepi észlelések rendszerezését lehetővé tevő információkat.

A legfontosabb érintett témakörök (SZEPESI 2006):

- *a kitörés mechanizmusok kérdésköre,*
zárt illóvándorlási modell (closed system degassing, VOLAROVICS & LEONTIEVA 1937, VOLAROVICS 1944, EICHELBERGER ET AL. 1986)
nyílt illóvándorlási modell (open system degassing, FRIEDMAN 1989, JAUPART & ALLEGRE 1991, WESTRICH & EICHELBERGER 1994, STASIUK ET AL. 1996)
- *a viszkózus olvadék térfoglalása, dómok lávaárak* (IVERSON, DENLINGER, BLAKE IN FINK ED. 1990, MERLE 1998, BUISSON & MERLE 2002 WHITEHEAD & GRIFFITS 2001)
- *krisztallizáció* (SWANSON 1977, DOWTY IN HARGRAVES 1980, SWANSON ET AL. 1989),
- *hidratáció* (ROSS & SMITH 1955, FRIEDMAN & LONG 1976)
- *devitrifikáció, alapanyag krisztallizáció* (MARSHALL 1961, LOFGREN 1970, 1971, SWANSON ET AL. 1989)

A felsorolt témakörök legfontosabb eredményei a kutatás módszertani részfejezetekben kerülnek ismertetésre.

		Előfordulások	Test típusa	Kor	Fáciesek	Irodalom		
						Térfoglalás, Fáciestan	Sztratigráfia, tektonika	Olvadékképződés geokémia
Egyesült Államok	Snake River Plain vulkáni terület	Badlands lávaár (szubareális)	lávaár kompl.	9-7 ma	vitrofír, riolit	Manley 1995, 1996	Manley 1996	Manley 1996
		Bruneau-Jarbridge, Jacks Creek, Juniper Mountain stb.	szubareális lávaár kompl.	12-8 ma	vitrofír, riolit	Bonnichesen & Kaufmann 1987		
	Medicine Lake	Little Glass Mountain, Big Glass Mountain, Crater Glass Flow	dóm, lávaár,	2000-850	obszidián	Fink 1980, Fink 1983	Fink & Pollard 1983	Grove et al. 1997
	Long Valley kaldera	Mono -Inyo dóm lánc, Hot Creek lávaár, Obszidián dóm, Glass Mountain	dóm, lávaár, coulée 30 db	400 -30 ka, 30- 5,5 ka	obszidián	Swanson et al. 1989, Anderson et al. 1998, Castro et al. 2002b		Bacon et al. 1981
	Newberry volcano	Big Obsidian flow	lávaár	3,6 -0,1 ma	obszidián	Castro et al. 2002		
	Topáz riolitok	Usa, Mexikó	dóm, lávaár	38-0,5	vitrofír, riolit	Christiansen et al. 1983	Christiansen et al. 1986	Christiansen et al. 1983, 1986
	Mt St Helens		lávadóm	1980-	üveges és kristályos dacit	Swanson et al. 1987, Anderson & Fink 1990		
	Timber Mountain	Comb Peak	lávaár	Pliocén	vitrofír, riolit	Christiansen & Lipman 1966		
Izland	Katla	kaldera (szubglaciális)	dóm, lávaár		obsz., riolit			Lacasse et al 2007
	Torfa-jökull	Bláhnúkur, Markarfljot, Laufafell (szubglaciális)	dóm, lávaár	115-11 ka, <0,7 ma	perlit, obsz. riolit	Tuffen et al. 2001	Thordarson & Larsen 2007	Gunnarson et al. 1998
	Askja	kaldera	csak tephra	1875	horzsakő	Sigurdsson & Sparks 1981		

2.2. táblázat A savanyú vulkáni provinciák sztratigráfiai, fáciestani és geokémiai adatbázisa (folytatódik)

		Előfordulások	Test típusa	Kor	Fáciesek	Irodalom		
						Térfoglalás, fáciestan	Sztratigráfia, tektonika	Magmageneráció, geokémia
	Spanyol Pirit Öv	Aznalcollar bánya terület	sill	karbon	peperit	Donaire et al. 2002		
Olaszország	Vulcano	Lentia, Fossa	szubareális dóm, lávaár	<42 ka	obszidián láva (és piroklaszt)	Gioncada et al. 2003	Donaire et al. 2002	Gioncada et al. 2003, Francalanci et al. 2007
	Lipari	Rocce Rosse, Guardia	szubareális dóm, lávaár	<42 ka	obszidián láva (és piroklaszt)	Hall 1987, Gottsmann & Dingwell 2001, Gimeno 2003	Keller 1980, Sheridan et al. 1987, De Astis 1997, Gioncada et al. 2003	
	Ponza	szubmarin	dóm, dike		hialoklaszt obszidián és riolit láva	Aubourg et al. 2002, De Rita et al. 2001	Sheridan et al. 1987	Francalanci et al. 2007
	Panarea	Basiluzzo (Panarelli)	szubareális lávadóm	54±8 ka	riolit			Calanchi et al. 2002, Francalanci et al. 2007
	Pantelleria		szubareális dóm, lávaár	<50 ka	pantellerit láva, piroklaszt	Mahood & Hildreth 1986	Calanchi et al. 2002, Lucchi et al. 2007	Civetta et al. 1988, Francalanci et al. 2007
Görögország	Milos	Trachilas (szubmarin), Kalogeros (szubareális)	kriptodóm, lávadóm	3 ma-200 Ad.	dacit, riolit láva, hialoklaszt, autobreccsa	Stewart & McPhie 2003	Civetta et al. 1988	Francalanci et al. 2005
	Paros		dike		riolit láva, autobreccsa	Hannappel & Reischmann 2005		
	Nisyros	Nikia (szubareális)	dóm, lávaár	<100 ka	perlit, riolit		Francalanci et al. 1995	

2.2. táblázat A savanyú vulkáni provinciák sztratigráfiai, fáciestani és geokémiai adatbázisa (folytatódik)

		Előfordulások	Test típusa	Kor	Fáciesek		
					Térfoglalásfáciestán	Sztratigráfia, tektonika	Magmageneráció, geokémia
Ormenyország Törökország	Ny-Anatólia	Aliaga-Foca, EGA, DAB (szubareális-lakusztikus)	dóm, lávaár	21,5-8 ma	riolit, hialoklaszt		<i>Aldanmaz et al. 2002, Akay & Erdogan 2004</i>
	K-Anatólia	Nemrut Süphan, Tendurek (szubareális)	dóm, lávaár	10 ma- (1441 Ad.)	obszidián, riolit		<i>Özdemir et al. 2006, Keskin et al. 1998, Keskin 2005</i>
	Örményország	Aragats, Atis, Gutansar, Arteni (szubareális)	dóm, lávaár	17-0,1 ma	obszidián, perlit, riolit	<i>Gevorkian et al. 1996</i>	<i>Mkrtchian 1971, Badalian et al. 2001</i> <i>Keller et al. 1996, Karapetian et al. 2001</i>
Új-Zéland	Okataina	Haumingi, Waiti	lávaár	<10 ka	obszidián, riolit	<i>Stevenson et al. 1994a</i>	<i>Smith et al. 2006</i> <i>Smith et al. 2006</i> <i>Sutton et al 1995</i>
		Ben Lomond	dóm, két lávalebeny	100 ka	obszidián, riolit	<i>Stevenson et al. 1994a, 2001</i>	<i>Sutton et al 1995</i>
Ausztrália	Queensland	Silver hills	dike	devon	perlit	<i>Davis & McPhie 1996</i>	
		Highway-Reward	sillek, kriptodómk	kambr. ordov.	dácit-riolit, autobreccsa	<i>Doyle & McPhie 2000</i>	
	Koongie Park Form.	Onedin	sill	1843 Ma	peperit, perlit, riolit	<i>Orth & McPhie 2003</i>	
Japán	Rebun	Momo-Iwa (szubmarin)	kriptodóm	miocén	dácit	<i>Goto & McPhie 1998</i>	
	Hokkaido,	Usu-Toya kaldera Meiji-, Showa, Usu-Shinzan	dóm, kriptodóm	1910-1982	dácit	<i>Jousset & Okada 1999</i>	
	Kyushu	Kikai kaldera: Showa Iwo-jima (szubmarin, szubareális)	lavadóm	1935-	tufa obsz., riolit	<i>Maeno & Taniguchi 2006</i>	
	Unzen	Mt-Fugen (szubareális)	dóm, lávaár	1991-1995	dácit	<i>Nakada et al. 1999, Kaneko et al. 2002</i>	

2.2. táblázat A savanyú vulkáni provinciák sztratigráfiai, fáciestani és geokémiai adatbázisa

2.4 A kutatás célkitűzései

A hazai és nemzetközi kutatási eredmények párhuzamosítása, rendszerezése után előrelépés a következő területeken volt lehetséges (SZEPESI 2006, SZEPESI & KOZÁK 2008):

Kitörésmoделlek újraértelmezése.

A korábban alkalmazott zárt modellek (VOLAROVICS & LEONTIEVA 1937, VOLAROVICS 1944, EICHELBERGER ET AL. 1986) korlátainak felismerése után a kürtőfal menti hatékony illóvesztés bizonyításával egy ciklusban bekövetkezett jellegváltozások (horzsaköszörást követő lávaár tevékenység STASIUK ET AL. 1996) is értelmezhetővé váltak.

A fáciesgenetikai folyamatok új értelmezéseinek alkalmazása.

Több fácies esetében a térfoglalási folyamatokat vezérlő tényezők (húzóerők intenzitása, másodlagos illó akkumuláció) kerültek felismerésre és rendszerezésre (*mikroexplóziós breccsa, horzsásodás*, FINK ED. 1987). *Nemzetközi analógiák alapján térfoglalási modellek megrajzolása.*

A laboratóriumi és terepi fáciestani adatok alapján felépített dóm és lávaármódellek az egyes térfoglalási környezetek (szubmarin, szubareális, szubvulkáni) esetében jelentősen módosuló fácies arányváltozások viszonyrendszerét (hőmérséklet, nyomás stb.) is tartalmazzák.

Elsődleges vulkáni formák azonosítása és az erózió mértékének meghatározása. A modellek segítségével, a fáciesek geometriája és szerkezeti elemek elrendeződése alapján az elsődleges forma meghatározható. Az erózió mértéke a feltároló fáciesök adataiból (lávabázis, centrum, talus) számítható.

A savanyú szöveti változatok kialakulásának hűlési modellel történő újraértelmezése. A korábban az illóvezérelt vulkáni aktivitás szempontjait érvényesítő rendszert kiegészítve, az üveges fáciesek (obszidián, perlit) és riolitváltozatok (szferolitos, fluidális stb.) kialakulásának hűlési paraméterek (hűlési ráta) függvényében történő értelmezése vált szükségessé.

A vulkáni fáciestani vizsgálatok mellett a fáciesek szöveti-geokémiai jellemzésekor több kapcsolódó probléma is felmerült:

A mikroszkópi vizsgálatok módszertani kerete. A gyér fenokristálytartalom miatt a más esetekben megfelelő pontosságot eredményező vonalmenti mérések (JÁRAI ET AL. 1993) jelentős eltérései (gyakran nagyságrendi különbségek) jelentkeztek, amely területalapú mérést igényelt.

Nevezéktani problémák. A korábbi munkák a mintegy 100 éve érvényben lévő szöveti definíciókat alkalmazták (felzit, mikrofelzit). A kőzetek szemcseméreteti-szöveti jellemzésekor szükségessé vált az IUGS vonatkozó ajánlásainak (STRECKEISEN 1979, GILLESPIE & STYLES 1999) alkalmazása és klasszikus hazai nevezéktannal történő párhuzamosítása.

Geokémiai korreláció. Az egyes fáciesek esetében a térfoglalási-mozgási-hűlési-kristallizációs különbségek változó mértékű (többnyire főelem) arány eltolódást eredményeztek, amelyek követése *fácies jellemző* (pl. oxidáció) elemek felismerésével vált lehetővé.

A csekély számú nyom és ritkaföld elemsor eltérő jellegű olvadékgenerációs, krisztallizációs folyamatokra utalt, ezért szükséges volt a

terület jellemző elemek elkülönítésével az olvadék fejlődés különbségeinek meghatározása.

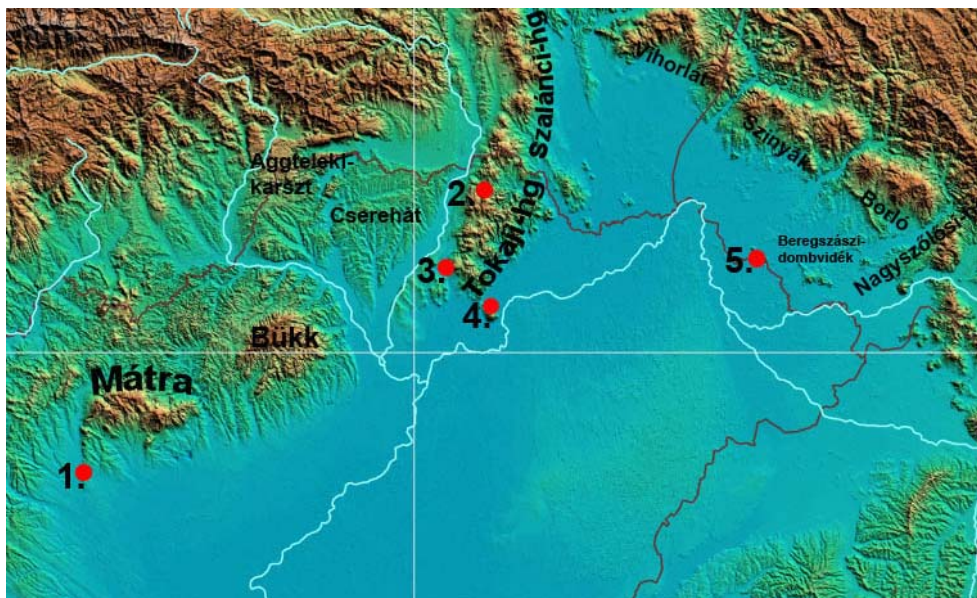
A területi kereteket tekintve a vizsgálati szempontok közül elsődleges célként nem a téma monografikus újrafeldolgozása szerepelt, hanem, hogy a lehetőségekhez mérten átfogjuk a savanyú lávaközetek különböző környezetekben (szubmarin, szubareális, sekély szubvulkáni) kifejlődött testtípusainak (lávadómok és lávaarak), szöveti és geokémiai spektrumát. Ebben további nehézséget jelentett, hogy a paleovulkáni térszínbe mélyülő völgyek, eróziós bevágások, mesterséges feltárások csak a testek bizonyos részeit tárták fel (talus, lávaár centrum, lávaárbázis). Ez azt jelentette, hogy a lávaarak és dómok egységes jellemzése csak 3-4 különböző helyszíni feltárásainak összeillesztésével vált kivitelezhetővé. Ezek kijelöléséhez savanyú lávaközet előfordulások részletes helyismerete volt szükséges.

Az előkészítő bejárások nagyobb területet érintettek. Részletes mintavételezés történt a Tokaji-hegység savanyú lávaközet előfordulásainak szinte teljes területén, a Szerencsi-dombság, Erdőbénye-Erdőhorváti, Pálháza térségében, a Mátrában Gyöngyössolymoson.

Az eredmények értékelésekor, áttekintve a lehetőségeket végül is a következő 5 előfordulás került be az azonos részletességgel és módszertani keretek között feldolgozott feltárások közé (2.1 ábra):

- a) *Mátra:*
Lőrinci Mulató-hegy (szubvulkáni kriptodóm)
- b) *Tokaji-hegység*
Telkibánya Ósua-völgyi riolit vulkanizmus (lávaár talus, lávadóm centrumok)
Abaújszántó: Sátor-Krakó hegycsoport (csak lávaárbázis)
Tokaj, Lebuj csárda (dóm, lávaárbázis)
- c) *Tiszántúl*
Barabás, Kaszonyi-hegy, volt TSZ kőfejtő (lávaárcentrum)

Ezen egységek esetében a kedvező eróziós feltártság (2, 3), a jó állapotú 3 dimenziós szelvényezést lehetővé tevő mesterséges feltárások (1., 4., 5.) és a megfelelő részletességű nyersanyagkutatási adatbázis (2.) jelentette



2.1. ábra A vizsgált feltárások áttekintő térképe: 1. Mátra: Lőrinci, Mulató-hegy, Tokaji-hegység: 2. Telkibánya, Ósva-völgy, 3. Abaujszántó, Sátor-hegy, 4. Tokaj-Bodrogkeresztúr, Lebujs, Dereszla, 5. Tiszántúl: Kaszonyi-hegy, volt TSZ kőfejtő

3. Kutatási és anyagvizsgálati módszerek

3.1 Irodalmi források és adatbázis építés

Már a szakirodalmi források kutatástörténeti feldolgozásakor (SZEPESI ET AL. 1999) nyilvánvalóvá vált, hogy a régóta tanulmányozott és részletesen megkutatott Tokaji-hegységi előfordulások mellett a mátrai és a barabási előfordulások környezetének ismertsége alacsonyabb szintű.

A fúrásdokumentációk adatainak, vagy ahol rendelkezésre állt, kész szelvényeinek (Telkibánya) vektorgrafikus rögzítése *Autodesk Map* programmal történt. A fúrások helyszínrajzának elkészítése, az egyes pontok helyének rögzítése *Land Desktop* programmal készült.

A vulkáni fáciesek korábban ki nem értékelt jelenségeinek értelmezése a hazai vizsgálatok befejezése óta publikált nemzetközi szakirodalom feldolgozását tette szükségessé. Ehhez nyújtott segítséget EISZ program nyújtotta hozzáférés a *Science Direct* és *Springer* publikációs adatbázisokhoz. A digitális archívumba került cikkek csoportosítása területegységenként, valamint a vizsgált jelenségek (pl. fáciestan, geokémia, szövet stb.) alapján történt. Az összegyűjtött (főként angol nyelvű) könyvek, könyvrészletek, publikációk száma meghaladta a 300 db-ot, terjedelme a 4000 oldalt.

3.2 A vulkáni fáciesek terepi vizsgálata

A vulkáni fáciesek módszertani vizsgálatával kapcsolatban a Tokaji-hegységi térképezés során megfogalmazott alapelveket (PANTÓ 1964a, 1965) követtük. További fontos megállapításokat tartalmazott CAS & WRIGHT (1987), paleo és a recens vulkáni folyamatok kutatásával kapcsolatos összefoglaló munkája. „A legjobb feltárás is csak arra a kérdésre válaszol, amit feltesznek neki. Ezek elmulasztása akár adatrögzítést, akár mintavételt érint különösen nagy veszteség lehet a mesterséges, nem reprodukálható feltárások esetében”. A PANTÓ G. (1966) által tett megállapítás pontosan jelzi a terepi munka pontos tervezésének szükségességét. A feltárások „mulandóságát” jelzi, hogy a Lőrinci minta terület esetében 2003-ban megmintázott gömbös vitrofir fácies teljes egészében a bányászat áldozata lett.

A vulkáni testek terepi vizsgálatának elsődleges feladata a fáciesek azonosítása, lehatárolása, makroszöveti jellemzése volt. A leghelyesebb helyzet az aktívan művelt bányahelyek esetében volt (Lőrinci, Gyöngyössolymos, Barabás), míg a csak eróziós feltártsággal rendelkező területeken (Lebuj, Abaujszántó, Telkibánya) a változó mértékű betekintést adó önálló feltárások és ezek sorozatának vizsgálatakor azok tér- és időbeli kapcsolatrendszerének feltárása volt a cél. Feltárások hiányában (telkibányai lávadóмок) a lejtőtörmelék megfelelő sűrűségű mintázása is szükséges volt.

3.2.1 Szálfőzetek

A fő feladat a feltárásokban megfigyelhető, a testre jellemző fáciesövek azonosítása, lehatárolása, valamint a kimérhető elválási- repedési rendszerek összességének (oszloposság, lemezesség, redőzöttség, vetőzónák, elbontási övek, lávaáramlási ellipszoidok) jellemzése volt. Az interpretáció a terepi

foto dokumentáció alapján vektorgrafikus 2 és 3 dimenziós ábrák, tömbszelvények vagy fotográfika formájában történt.

3.2.2 Lejtőtörmelék

A lejtőtörmelék mintázása a telkibányai riolitdómok esetében vált szükségessé. A munkát a meredek dómlejtők nehezítették. A fáciesmodell alapján (SZEPESI & KOZÁK 2008), a szöveti zónák törmelékanyagának átlagos méretét, és gyakoriságát vizsgáltuk, amely a formák eróziós mértékére utalt.

A mintavételi sűrűséget a szöveti zónák mérete, változékonysága befolyásolta. Az intenzív hőmérsékletváltozás alatt álló bázisövek (Lőrinci esetében a tetőzónában is) esetében akár a cm-es nagyságrend is szükségessé vált (Tokaj-Lebuj, Abaújszántó).

3.3 Felületi csiszolatok vizsgálata

A makroszkópos vizsgálatokhoz az egyes feltárások esetében nagyszámú felületi csiszolat készült. Ebben a léptékben definiálható szövettartományok mennyiségi jellemzése digitalizálással és területméréssel történt (*Autodesk Map*). A szöveti heterogenitás olyan színbeli eltéréseket okozott, hogy szoftveres színelemzés nem volt kivitelezhető.

Ekkor került sor a finomabb, szabad szemmel már nem látható részletek kijelölésére és ezek mikroszkópi vékonycsiszolatának elkészítésére.

3.4 Vékonycsiszolat vizsgálatok

A vékonycsiszolat vizsgálatokat Nikon Microphot SA kutató mikroszkópon végeztük (4x, 10x, 20x) objektíveket használva. A sztereomikroszkópos leírások után fáciesenként 3-5 db vékonycsiszolat készült, amely az öt vizsgált előfordulás esetében meghaladta a 100 db-t. A minták előkészítésénél gondot jelentett a perlitminták nagyobb porozitása és laza szerkezete.

A csiszolatvizsgálatoknál először klasszikus, vonalmenti méréseket végeztünk, a mérési hosszakat optimálisan fáciesenként 300 000 μm hosszúságban határozva meg (JÁRAI ET AL. 1993, JÁRAI ET AL. 1997). A kiértékelés MACALC programmal történt (ALMÁSI ET AL. 2006).

A legkisebb fenokristály tartalmú kőzetek esetében (<5 %) az optimális vonalmenti mérés hossz jelentősen megnövekedett. Ezek esetében területalapú kiegészítő méréseket is végeztünk a csiszolatfotók léptékezésével és *AutoDesk Map* szoftverrel történő digitalizálásával. Megfelelő digitális eszköz és képkiértékelő szoftver hiánya jelentősen rontotta a mérések hatékonyságát.

3.5 Geokémia

3.5.1 Röntgen vizsgálatok

A minták ásványos összetételének kontroll meghatározása röntgendiffrakcióval történt a MÁFI röntgen laboratóriumában Philips PW 1730 diffraktométerrel. Cu antikatód, 40 kV and 30 mA jellemzők mellett, grafit monokromátorral 2°/perc goniométer sebességgel. Az ásványos összetétel a jellemző reflexiók relatív intenzitás értékei alapján került kiszámításra az

ásványokon mért kísérleti korund tényező publikált adatainak segítségével. A Tokaj-Lebuj feltárás részletesen vizsgált fáciesövei mellett további vizsgálatok az elbontási övek közelein történtek (Barabás, Lőrinci).

3.5.2 Kémiai analitika

A főelem vizsgálatok a MÁFI módszertani közleményeiben megfogalmazott elvek alapján (TOLNAY 1973) a Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszékének geokémiai laboratóriumában készültek.

Elemek	Alkalmazott elemzési módszer
SiO ₂	Gravimetria
Al ₂ O ₃	Kompleximetriá
Fe ₂ O ₃	Spektrofotometria
FeO	Permanganometria
MnO	Spektrofotometria
CaO	Kompleximetriá
MgO	Kompleximetriá
K ₂ O	Spektrofotometria
Na ₂ O	Spektrofotometria
TiO ₂	Spektrofotometria
P ₂ O ₅	Spektrofotometria
+H ₂ O	Gravimetria

3.1. táblázat A főelemek meghatározásánál alkalmazott elemzési módszerek

A fő, nyom és ritkaföld teljes elemsorok vizsgálata a MÁFI geokémiai laboratóriumában történt átlagmintákon (BARTHA ET AL. 2004), lítium metaborátos feltárás (MÁFI 9.1:1998 szabvány, BERTALAN ET AL. 2003) után. A főelemeket (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, SO₃, BaO és SrO) esetében a méréseket ICP-OES módszerrel JY ULTIMA 2C ICP-OES műszerrel végezték. A H₂O– és a H₂O+ tartalom gravimetriásan került meghatározásra, 0.01% kimutatási határértékkel. A FeO tartalom kimutatása KMnO₄ titrálással, míg a CO₂ tartalom gáz térfogatelemzéssel 0.02% kimutatási határ mellett történt. Néhány nyomelem koncentráció értéke (Co, Cr, Cu, Ni, V, Zn) ICP-OES módszerrel került kimutatásra.

A lítium metaboráttal feltárt kőzetminták mikroelem vizsgálatának elemsoros várható hibaértékeit ICP MS módszer esetén a MÁFI 11. 13:2000, ICP-AES esetén a MÁFI 11.8:2000 (főkomponensek) és a MÁFI 11.12:2000 szabvány tartalmazza.

3.5.3 Termikus elemzések

A hablávák és perlitek víztípusainak elkülönítésére termoanalitikai vizsgálatok készültek. A lávakőzetek vízkötési típusainak kimutatása Derivatograph (MOM) készülékkel, 25-1000 °C hevítési intervallumon belül, 10 °C/perc hevítési sebességgel légköri nyomáson történt (SZÖÖR 1969, ILKEYNÉ PERLAKI & SZÖÖR 1973). A termikus felvételek a DE Ásvány- és Földtani Tanszékének Termoanalitikai Laboratóriumában készültek.

3.5.4 SEM vizsgálatok

A hólyagüregek ásványtársulásainak morfológiai, valamint a szferolitos és diszperz alapanyag devitrifikáció (felzit) mikroszöveti – félkvantitatív geokémiai jellemzését pásztázó elektronmikroszkópia segítségével (SEM AMRAY 1830 I), 20 kv gyorsító feszültség mellett, változó vizsgálati négyzet területtel (1-100 μm) végeztük el (Debreceni Egyetem Szilárdtest Fizika Tanszék). A vizsgálatok polírozott és natúr kőzetfelszíneken történtek, a minták grafitos bevonását követően.

3.5.5 Radiometrikus kormeghatározás

A radiometrikus kormeghatározási vizsgálatok a MTA Debreceni Atommagkutató Intézetében készültek megfelelő szemnagyságúra aprított átlagmintákon a BALOGH KAD. (1985) megfogalmazott vizsgálati módszerek szerint. A K meghatározása porított minta 100 mg anyag bemérése után lángfotométerrel történt. A radiogén Ar tartalom meghatározását stabil izotópos hígításos analízissel 500 mg anyagon végezték. Az Ar izotópösszetételét számítógépes vezérlő és spektrum kiértékelővel ellátott tömegspektrométerrel határozták meg.

4. A savanyú vulkáni testek fáciestani és szöveti vizsgálatának módszertana

4.1 Vertikális feltártság, fúrások újraértékelése

A savanyú lávák előfordulási területeinek nyersanyagkutató és térképező fúrásokkal történt feltártsága meglehetősen nagy szórást mutat. A Tokaji-hegységi koncentráltáguk erős súlypont eltolódást eredményez. Kiemelt szerepet élveztek az építőipari felhasználás miatt előtérbe került perlit előfordulások (a hegység teljes területén), amelyeket két prognóziskészítés keretében kutattak meg. A legrészletesebb feldolgozás a hegység északi, Telkibánya és Pálháza közé eső részét érintette, míg a gyengébb készlet adatok miatt a középső (Erdőbénye-Erdőhorváti) és a déli (Abaújszántó-Mád-Bodrogkeresztúr) területek ismertsége kisebb mértékű.

A többi előfordulás esetében csak csekély számú (1–2 db) sekély szerkezetkutató fúrás mélyült (Barabás–1, Gyöngyössolymos–2), vagy a testet ilyen módon egyáltalán nem vizsgálták és a rétegtani korreláció csak közeli mélyfúrások rétegsorának feldolgozásával volt elvégezhető (Lőrinci: Petőfibánya-1–2. fúrás). A fúrások esetében szükséges lett volna egyes fúrásszakaszok újramintázása (Telkibánya), de azok a magraktárak racionalizálásakor megsemmisültek.

Az adatbázis létrehozásának elsődleges feladata volt a lávaközet sorozatok tér és időbeli tagolása. Ez a hazai és nemzetközi kutatásokat integráló vulkanológiai modellek létrehozásával vált lehetővé (SZEPESI & KOZÁK 2008), testek hűlési – nyomás – illóvándorlási rendszerében kialakult vulkano-fáciestani zónák azonosításával és lefutási vonalainak követésével (*Telkibánya, Abaújszántó*). Ez alapján vált megvalósíthatóvá a térfoglalás tér- és időbeli összefüggéseinek felismerése, a szöveti változatok elhelyezése a kitörések relatív időskáláján.

Terület	Fúrás száma	Összhossz	Savanyú láva
Lőrinci	Pb–1, Pb–2	1502 m	nem harántolt
Telkibánya	Tb–3, 5, 11-17, 18-25	1135 m	200 m vastagság
Abaújszántó	Abu–3	150m	117m
Bodrogkeresztúr	Bk–1	185,7 m	nem harántolt
Barabás	Bar–1, Gelénes-1	2100m	Gel–1 57 m

4.1. táblázat A vizsgálati területek mélyfúrási ismeretessége

4.2 A feltárásokban megfigyelhető, a testre jellemző fáciesövek elkülönítése, jellemzése

A *savanyú lávafáciesek* a vulkáni test olyan megkülönböztethető, jellegzetes szövettartományai/zónái, amelyek az adott feltárás léptékében alapvető, egyedi azonosítókkal rendelkeznek. A fácies a térfoglalási környezet egyedi feltételrendszerének terméke, amely körülmények összetételbeli és/vagy szövetszerkezeti (lemezesség, hólyagüregesség) különbségeket eredményeznek az olvadék fiziko-kémiájának függvényében.

A vulkano-fáciestani elemzés módszertani kereteit CAS & WRIGHT (1987) részleteiben ismertette, definiálva azok felismeréshez és jellemzéséhez szükséges

legfontosabb szempontokat. A fluidális szöveti részletek kialakulását és a lávaárak bázisöveinek folyamatait SMITH (1996, 2002) vizsgálta.

A savanyú lávafáciesek definiálásához a következő tulajdonságok használhatók fel (SZEPESI & KOZÁK 2008):

Folyamat/Intenzitás	Nagy	Kicsi
<i>könnyenilló tartalom-illóvándorlás mértéke</i>	horzsás, peremi vagy litofízis belső fáciesek	tömött üveges vagy mikrokristályos riolit változatok
<i>fragmentáció mértéke (mozgás-hűlés, térfoglalási környezet)</i>	blokkláva, mikroexplóziós breccsa, kontakt láva-breccsa, hialoklaszt breccsa	tömött üveges vagy mikrokristályos riolit változatok
<i>alapanyag krisztallizáció, devitrifikáció mértéke (lassú hűlés)</i>	riolit, szferolitos obszidián (perlit)	obszidián (perlit)
<i>víztartalom</i>	perlit, szurokkő	obszidián, riolit

4.2. táblázat Az olvadék fiziko-kémiai tulajdonságai alapján definiálható savanyú lávafáciesek (bővebben 5. fejezet)

4.2.1 A fáciesek szerkezeti elemeinek azonosítása

A fáciesek kifejlődési sajátosságainak és egymáshoz történő viszonyrendszerének megállapítása a szerkezeti elemeik több léptékű vizsgálatával érhető el. Ezek legnagyobb számban az intenzívebben deformálódó részeken jelentkeznek. A deformációk az olvadék mozgását vezérlő (nyomásviszonyok, gravitáció) és az ezzel szemben a viszkozitást növelő faktorok eredőjeként jelentkeznek, amelyek a szerkezeti elemek elrendeződésében egyedileg elkülönülő vagy ismétlődő megjelenést okoznak.

A test azon része, amely korábban hűlt le a többihez képest (talus, fekü), potenciális deformációs helyszín a mobilis rész mozgásából következő erőhatások eredőjeként. Ez főként a völgyek, dike-ok oldalfalai esetében vagy lávabázis mentén jelentkezik, a mobilis magma és az immobil felszín között intenzív nyíróerők lépnek fel.

A savanyú lávatestek leggyakoribb szerkezeti elemei a következők voltak:

Vizsgált jelenség	Szerkezeti elem	Folyamat
<i>A lávaár mozgásának – sebesség ingadozásának jelenségei</i>	- fluidális áramlási vonalak - örvényáramok - autobreccsás nyírási övek	- ha a vezérlő tényezők erősek a folyásos szövet jól fejlett (lávaár) - ha a viszkozitás függő ellenálló képesség meghaladja a vezérlő tényezők erejét fluidális irányítottság nem alakul ki (dóm) - a mellékközet környezetében a hőmérséklet különbség miatt intenzív deformáció léphet fel
<i>Kihűlési repedés rendszer</i>	- lemezes elválás - oszlopos elválás - lávaáramlási ellipszoidok koncentrikus felületei	- a megszilárdulás utolsó stádiumában az izotermális mintázat rögzítette elválási felületek alakulnak ki - a lávaárak centrális öveiben legtovább mozgó anyag koncentrikus vagy parabola alakú elválást hoz létre
<i>Utólagos elváltozások</i>	- elbontási övek - vetőzónák	- a mozgás közben összetört zónák vagy törésvonalak környezetében intenzív vulkáni utóműködés, elmozdulások

4.3. táblázat A savanyú lávák leggyakoribb szerkezeti elemei

4.2.2 Térbeli kapcsolatok

A mezoskálás megfigyelések nagyon szorosan kapcsolódnak a terepi mérések szolgáltatott adatokhoz, azok rendszerezését teszik lehetővé. A kisebb léptékben kimért szerkezeti elemek elrendeződése alapján felismerhető a test peremek térbeli orientációja, a nyílt térszíni mozgás vagy csatornahatás (pl. elhajló oszlopok). Ha a kapcsolatrendszer felismerésre került a horizontális és vertikális szöveti variációk jól értelmezhetővé válnak.

A feltárások léptékében felismerhető jelenségek:

- a paleovulkáni környezet lejtőadottságai
- a gravitáció iránya
- a lávaár bázis vagy extrúziós perem sajátosságai

A dóm vagy lávaár működés a szövettartományok jellegéből és gyakoriságából már körvonalazható. Mivel a húzóerők változó távolságú nyírási övekben koncentrálnak egy-egy fluidális részlet megjelenése még nem egyértelmű érv a lávaár jelleg mellett. Ha azonban ezek hosszan, többször ismétlődve jelentkeznek, akkor az egyértelmű bizonyítékként kezelhetők.

4.2.3 Időbeli kapcsolatok

A savanyú lávafáciesek kialakulásában a hőmérséklet (hűlési ráta) vezérlő szerepe mellett a mechanikai igénybevétel, az illótartalom, és a nyomásváltozás lesznek a legfontosabb vezérlő tényezők. Ezek a testen belül elfoglalt térbeli pozíció és a kitörés relatív időrendjének megfelelően juthatnak vezető szerephez és hoznak létre egyedi tulajdonságokkal rendelkező szöveti zónákat-fácieseket. A relatív kitörési időskálán 7 folyamatrészt különítettünk el (4.4 táblázat), amelyhez hozzárendeltük a fáciesek és szöveti elemek kialakulásának intenzitás értékeit. A 4.4 táblázat az olvadék kialakulásától a posztgenetikus folyamatokig tartalmazza az egyes jelenségek aktivitási intervallumait.

4.2.4 Az eredmények értelmezése

A több léptékben elvégzett fácies és szerkezet analízis végső célja a térbeli és időbeli összefüggések feltárása és ennek megfelelő értelmezése és bemutatása volt. A végső interpretációs szelvények elkészítése 2 dimenziós formában történt, a részletesen megkutatott Telkibánya-Kőgáti és a több fejtési fronton feltárt, vizsgálható oldalfalakkal rendelkező barabási és lőrinci bányák esetében 3 dimenziós értelmezésre is mód nyílt.

4.3 A savanyú kőzetváltozatok szöveti vizsgálata

A savanyú kőzetváltozatok szöveti elkülönítése, a kristályos és üveges változatok szétválasztása RICHTHOFEN (1860) nevéhez fűződik. Az alapvető mikroszkópi szöveti típusokat ZIRKEL (1868, 1873) definiálta. A riolitok első magyar kutatói (SZABÓ 1866, 1867 SZÁDECZKY 1886, 1897 a,b) ezek alapján végezték vizsgálataikat. A kialakított módszer és nevezéktan mintegy száz évig nem változott.

Jelenségek	Relatív kitörési időskála							
	1. Olvadék kialakulása	Szinvulkáni események					7. Posztgenetikus folyamatok	
		2. Magma-áramlás a kúrtóban	3. Kitörés	4. Extrúzió, lávafolyás	5. Lávamozgás megszűnése	6. Kihűlés		
ILLÓ VÁNDORLÁS (kigázosodás módok)								
piroklaszt aktivitás (sok könnyenilló)								hullott riolituffák, ártufák
horzsásodás (kevés könnyenilló)								horzsás obszidiánok
nagy méretű gáz akkumuláció ("gáz zsák")								
BRECCSÁSODÁS (mozgási-hűlési különbségek)								
lávaár peremi breccsa - (blokkláva, talus)								breccsák
érintkezési breccsa (lávaárbázis, dómszegély)								
mikroexplóziós breccsazónák (vörös-fekete breccsa)								
belső riolitos breccsazónák								
DEVITRIFIKÁCIÓ (hőtörténet)								
gyors lehűlés nincs devitrifikáció								obszidián típusok
szferolitos, axiolitos devitrifikáció, litofizaképződés								riolitsávós obszidián
diszperz alapanyag kristallizáció								riolit (szürke erezésű, vörös)
újrafelhevülés, diagenetikus devitrifikáció								
HIDRATÁCIÓ (perlitesedés)								
szingenetikus vízfelvétel								perlitváltozatok (pl. perlitbreccsa, szferolitos, gyöngyköves perlit)
posztgenetikus vízfelvétel								
KRISZTALLIZÁCIÓ (növekedés, töredezés)								
fenokristályok, zónás továbbnövekedés								porfirok, mikroporfirok, trachitos, vitrofirok, hialinos, vitrofirok szövet
mikrofenokristályok, mikrolitok, trichitek								
fenokristály fragmentáció								
FLUIDALITÁS (mozgási irányultság)								
fluidális szövet kialakulása								laminaritás, vénásság
redők kialakulása								örvényáramos szerkezetek
újra gyűrődés								
ELVÁLÁSOK (kihűlés, kigázosodás)								
a kúrtó függőleges-íves elválási felületei								szubvertikális elválás
a belső zónák függőleges elválási felületei								oszlopos elválás
vízszintes elválási felületek								lemezesség

Faciesek (szöveti zónák)

Szövetfinomság szerkezeti elemek

4.4. táblázat Láva fáciesek és szövettípusok genetikai rendszere és kialakulása a savanyú eruptív ciklusok során (SZEPESI & KOZÁK 2008) BONNICHSEN & KAUFMANN 198, STEVENSON ET AL. 1994) alapján átdolgozva (a színezett téglalapok az adott jelenség intenzitását jelölik)

A Tokaji-hegység földtani vizsgálatokor HERMANN (1952) a telkibányai riolitok a devitrifikáció sokszínűségét tükröző mikroszöveti típusok elkülönítést végezte el. ILKEYNÉ (1964) a horzsakő szöveti jellegét és genetikáját vizsgálta. A lávaközetek szöveti vizsgálata perlit nyersanyag minősítésére korlátozódott (térfogatsúly, aprózódás, stb. ILKEYNÉ 1972 b, GYARMATI 1981), a térfoglaláshoz kapcsolódó szerkezet és folyamatelemzésre a szükségesnél kisebb figyelmet fordítottak.

A lávák térfoglalása a szöveti-szerkezeti típusok olyan széles skáláját hozza létre (4.4 táblázat), amelyek már a terepi szelvényezésnél is több léptékű közelítést igényelnek. A láva felszíni mozgásához kapcsolódó jelenségek felismerése ugyan makroszkópi vizsgálatok segítségével lehetséges, de ez nem jelenti azt, hogy ezek nem idéznek elő mikroszkópi méretekben vizsgálható sajátosságokat (pl, fenokristály illeszkedés, mikrobrecsásodás). A hűlési folyamat elemzéséhez a mikroszkópi lépték nyújt megfelelő keretet (de itt is megjelenhetnek hűlési makrostruktúrák (szferolitok).

4.3.1 Makroszkópos vizsgálatok

A makroszkópos szövet tartományok már a terepi vizsgálatok során felismerésre kerültek, mennyiségi jellemzésük nagyméretű felületi csiszolatok digitalizálása alapján készült. A vizsgált szövet tartományok és az ebből levonható következtetések a következők voltak

Vizsgált jelenség	Levonható következtetések
breccsa-mátrix szöveti vizsgálata	breccsatípusok elkülönítése: blokkláva, mikroexplóziós breccsa, kontakt láva- breccsa, hialoklaszt breccsa
fluidális és örvényáram szerkezetek vizsgálata	irányítottság mértéke, relatív sebesség
alapanyag krisztallizációs – devitrifikációs szöveti zónák felismerése	több szakaszú hűlési folyamat rekonstrukciója
saját és idegen anyagú zárványok elkülönítése	a magmakamra, kürtő és a fekü mellékközzeteinek meghatározása
hólyagüreg generációk azonosítása (horzsásodás, litofizák), és jellemzése (porozitás – lapultság)	a illóvándorlás térfoglalás közbeni egyenetlensége, hűlés közbeni kigázosodás

4.5. táblázat Savanyú lávafáciesek makroszkópos vizsgálatában alkalmazott módszerek

4.3.2 Mikroszkópi vizsgálatok

A minták mikroszkópi jellemzése előtt szükséges volt részben a klasszikus definíciókat (SZABÓ 1866, SZÁDECZKY 1890) használó hazai nevezéktan (PANTÓ 1966, ILKEYNÉ 1972a) és az IUGS által javasolt szöveti definíciók egységesítése. A vulkanitok IUGS szemcseméreten, szöveti jellegen alapuló osztályozását az 4.6. táblázat tartalmazza. A 4.7. táblázatban a szövettípusok rövid definíciói, irodalmi hivatkozásai kerültek összegyűjtésre (SZEPESI 2007a,b) és itt külön oszlopban szerepelnek a 4.6. táblázatnak megfelelő értelmezések.

1. A felzit megnevezést az IUGS klasszifikáció az olyan finomszemcsés vulkanitokra alkalmazza, ahol a geokémiai alapú dácit vagy riolit megnevezés nem definiált.

2. A perlites szövet megjelenése nem jelent új nevezéktani kategóriát (obszidián).

3. A szferolitok esetében a külföldi nevezéktan mérettől függetlenül minden sugaras struktúrát a szferolit kategóriában vont össze. A SZÁDECZKY (1890) által kialakított nevezéktan ezeket méretük-genetikájuk alapján árnyaltabban különválasztotta. *Szferolitnak* csak a láthatóság kategóriáját elérő struktúrákat nevezte, a legkisebb, a devitrifikáció későbbi stádiumában képződött csak mikroszkóp alatt láthatókra a szferokristály elnevezést alkalmazta (alapanyag szferolitok). A legnagyobb tűs-sugaras szerkezetek átmérője az 1-2 cm-t is eléri. Mikroszkóp alatt látszik, hogy itt már a tűk nem összefüggők, hanem amöbaszerű foltokra szakadoznak. A tűk keresztmetszete változó lapultságú, csőszerű képződményekre emlékeztet. PANTÓ (1966) ezeket „dermedési csillag”-nak nevezte el.

IUGS szöveti definíciók STRECKEISEN 1978, GILLESPIE & STYLES 1999					
Magmatitok kristályossága	Üveg aránya	Szemcseméret	Összenőtt szövet	Orientált és irányított szövet	Hólya- gosság
pilotaxitos (üveg 20% alatt), <i>IUGS ezt használja</i>	0-20% - üveg tartalmú	≥16 mm nagyon durva szemcsés	<i>grafikus</i>	<i>pilotaxitos</i>	<i>mandula- köves</i>
trachitos (üveg 20% alatt, fenokristályok 80% irányított elrendeződés-ben), <i>az IUGS nem javasolja az egyező közvetnév miatt</i>	20- 50 % üvegben gazdag	2-16 mm durva szemcsés	<i>granofiros,</i>	<i>orbikuláris</i>	<i>miarolitos</i>
hipokristályos- mikrolitok, üveg 50 % fenokristály 50%	50-80 % üveges	0,25-2mm közép szemcsés		<i>variolitos</i>	<i>vezikuláris</i>
hialopilitos (üveg, földpátlécek 50%, fenokristályok 50%)	80%< <i>obszidián</i> , <i>szurokkő</i>	0,032-0,25mm finom szemcsés		<i>szferolitos</i>	<i>litofízis</i>
<i>vitrofiros</i> üveg 75 %, <i>mikrolit,</i> <i>fenokristály 25%</i>		0,004-0,032 mm nagyon finom szemcsés			
<i>hialinos,</i> <i>kriptokristályos</i> (<i>üveg>90%</i>)		<0,004mm (4µm) kriptokristályos			

4.6. táblázat A savanyú vulkáni kőzetek szöveti jellemzésére javasolt IUGS szöveti definíciók (STRECKEISEN 1978, LE MAITRE ET AL. 1989, GILLESPIE & STYLES 1999) (az alkalmazott terminusok szürke színnel kiemelve)

4. Az IUGS klasszifikáció a riolitok kristályos szöveti változatainál csak szemcseméretbeli osztályozást alkalmaz, ez azonban genetikai információt nem hordoz. A hűlési folyamat szakaszossága és sebessége alapján nevezéktanilag a riolitnak mikrokristályos szöveti változatainál szétválasztásra került (SWANSON ET AL. 1989 és STEVENSON ET AL. 1994) a *devitrifikációs* (szferolitok, axiolitok és litofizák) és az *alapanyag krisztallizáció* (ekvigranuláris krisztobalit, felzit, granofiros-hópehely szövet) szöveti részletek kialakulása (4.7. táblázat).

A szövettípusok leírásánál a klasszikus hazai nevezéktan szemléletesebb jellemzést adott (pl szferokristály-szferolit, felzit-mikrofelzit), amely mellett a pontos szemcseméreti besorolást lehetővé tevő méretkategória került µm-ben feltüntetésre.

A nevezéktani kérdések tisztázása után a mikroszkópi vizsgálatok során az alábbi tulajdonságok minősítése történt meg (4.8. táblázat).

- Az ásványos alkotók modális arányának meghatározása (vonalmenti és területmérés)
- A közetüvegek és a riolitok szövettípusainak jellemzése
- Fenokristály generációk, mikrolitok (nanolitok)
- Fenokristály fragmentáció (kürtő, térfoglalás)
- Horzsásodás – mikroporozitás jellemzés

Szövettípusok hagyományos megnevezése	Definíció	IUGS nevezéktan GILLESPIE & STYLES 1999	Irodalmi hivatkozások
<i>Üveges fáciesek (perlitek)</i>			
<i>horzsás</i>	A testek szegélyein a láva maradék gáztartalmának akkumulációjával létrejött szövettípus. Mozgás közben, a még olvadt lávában létrejövő mikrorepedés hálózatot felhasználva a gázok 10-50 µm szélességű áramlási csatornákat hoznak létre.	VEZIKULÁRIS	ILKEYNÉ-BARABÁSNE 1964, PANTÓ 1966, MANLEY & FINK 1987
<i>breccsás (hialoklaszt, kontakt autobreccsa)</i>	A lávaár szegélyeken az üveges és/vagy horzsás szövetű részletek mozgás okozta mechanikai aprózódással fragmentálódott szöveti típusa.	VULKANO-KLASZT BRECCSA	SZABÓ 1866, HOFFER 1937, CAS & WRIGHT 1987
<i>perlites</i>	A primer obszidián szín- vagy posztgenetikus hidratációjával kialakuló szöveti változat. A koncentrikusan egymásba ágyazódó, fellevelesedő üveg gyöngykő struktúrái mm-cm nagyságrendűek.	A HIDRATÁLT KÖZETÜVEGRE NINCS KÜLÖN DEFINÍCIÓ	SZABÓ 1866, ROSS & SMITH 1955, PANTÓ 1966
<i>A riolitok szerkezeti elemei és szövettípusai</i>			
<i>fluidális</i>	A riolitok szöveti alkotóelemeinek (devitrifikációs övek, litofizák, fenokristályok) a lávamozgás hatására irányítottá váló elrendeződése.	-	SZABÓ 1866, ZIRKEL 1873, SZÁDECZKY 1890, HOFFER 1937
<i>litofizás</i>	Szabálytalan, változó mértékben ellapult hólyagüreg, amelynek felszínét opál és tridimit kérgezi be.	LITOFIZÁS	RICHTHOFEN 1860, SZABÓ 1866, PANTÓ 1966,

Szövettypusok hagyományos megnevezése		Definíció	IUGS nevezéktan GILLESPIE & STYLES 1999	Irodalmi hivatkozások
Devitrifikációs szöveti típusok	<i>globulitos</i>	Változó méretű (mm-cm) gömbszerű mikrokristályos struktúrák, amelyeket a környező üveghez viszonyított intenzív oxidáció hangsúlyoz ki.	FINOM-SZEMCSÉS	HARKER 1897, LOFGREN 1971B
	<i>szferolitos</i>	Különböző orientációjú apró kristálytűk pontforrásból induló, sugaras növekedésével létrejött devitrifikációs szerkezet (mm-cm), alakjuk gömbszerű, de lehet legyező vagy csokornyakkendő is.	SZFEROLITOS	RICTHOFEN 1860, SZABÓ 1866, ZIRKEL 1873, LOFGREN 1971
	<i>szfero-kristályos</i>	A szferolithoz hasonló, de csak mikroszkópi méretű devitrifikációs textúra (100-150 µm).	FINOM-SZEMCSÉS	SZÁDECZKY 1890, PANTÓ 1966
	<i>axiolitos</i>	Apró kristálytűk vonalforrástól (pl. hűlési repedés) történt növekedésével létrejött textúra.	-	ZIRKEL 1873, SZÁDECZKY 1890, LOFGREN 1971
Alapanyag krisztallizációs szöveti típusok	<i>ekvi-granuláris kizsobilitos</i>	Az egyforma nagyságú, kerekded vagy négyzetes foltok (50-250 µm), ún. Brewster kereszt kioltási jelenséggel.	FINOM-NAGYON FINOM-SZEMCSÉS	SZÁDECZKY 1890, MCARTHUR ET AL. 1998
	<i>mikro-kripto kristályos (felzit, mikro-felzit)</i>	Az üveges alapanyagban a kvarc és földpát szabálytalan összenövésével létrejött finom szemcsés (<10 µm) kristályos foltok.	NAGYON FINOM SZEMCSÉS, KRIPTO-KRISTÁLYOS	ZIRKEL 1873
	<i>granofiros</i>	Kvarc és földpát szabálytalan összenövésével létrejött foltok, széttagolódó sávok, melyek néha szferokristályokat ágyaznak magukba.	GRANOFÍR	LOFGREN 1971, MACKENZIE ET AL. 1982

4.7. táblázat Savanyú lávaközetek szövettypusai és definíciói, az alkalmazható IUGS definíciókkal és szakirodalmi hivatkozásokkal

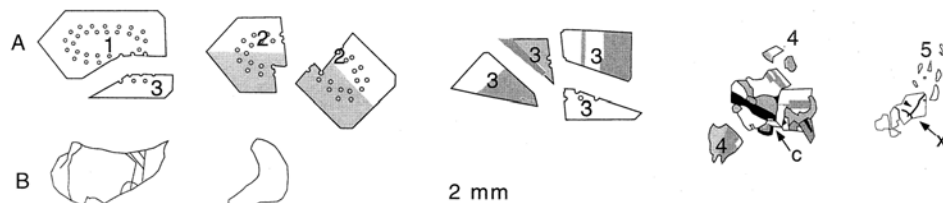
Vizsgálat	Módszertan	
az ásványos alkotók modális arányának meghatározása	-vonalmonti mérés (JÁRAI ET AL. 1993, 1997) Kiértékelés: MACALC program (ALMÁSI ET AL. 2006) - Területmérés digitalizálással	
a közetüvegek és a riolitok szövettypusainak jellemzése	4.7 táblázat, klasszikus hazai és IUGS klasszifikáció	
fenokristály, mikrofenokristály, mikrolit generációk	WALLACHER 1993, mikrolit: <10 µm longulit, trichit, margarit	SHARP ET AL. 1996 mikrofenokristály >1,6 µm szélesség mikrolit: 0,6-1,6 µm nanolit: <0,6 µm
fenokristály fragmentáció	ALLEN & MCPHIE 2003, 4.1.ábra	
horzsásodás – mikroporozitás jellemzése	- területmérés digitalizálással (+térfogatsúly mérés)	

4.8. táblázat A savanyú vulkanitok mikroszkópi vizsgálatának módszertani kérdései

A fenokristály generációk méretvizsgálatára alkalmazott módszerek alapján három kategóriát különítettünk el: fenokristály, mikrofenokristály, és mikrolit, ahol utóbbi mérettartományának használata jelentett problémát. WALLACHER (1993) a mikrolit kategória felső határát 0,01 mm-nél jelzi, és a klasszikus közetmikroszkópia (ZIRKEL 1868, 1873, SZÁDECZKY 1890) által definiált alak típusokat is fesorolta (longulit-pálcika, trichit-toll, margarit – gömböcskék fűzészerű láncolata). SHARP ET AL. (1996) mikrolitnak csak 0,6-1,6 μm szélességtartományba eső krisztallitokat nevezte, az ettől nagyobb ($>1,6 \mu\text{m}$) mikrofenokristály, az ettől kisebb ($<0,6 \mu\text{m}$) a „nanolit” megnevezést kapták.

A fenokristály töredékek vizsgálata a felnyomulás és térfoglalás során jelentkező igénybevétel jellegéről (dekompresszió, mechanikai stressz) és mértékéről nyújt információt A földpátok esetében 5, a kvarcnál 2 töredék típus került definiálásra (.4.1. ábra ALLEN & MCPHIE 2003)

A horzsásodás és mikroporozitás esetében a pórusok mérete, alakja, aránya és kapcsolata került jellemzésre.



4.1. ábra Fenokristályok fragmentációs típusai (ALLEN & MCPHIE 2003): A. földpátok: 1. túlnyomórészt idiomorf szemcse kisméretű töréssel, 2. hipidiomorf töredékek szabálytalan vagy egyenes törésfelületekkel, 3. háromszög alakú töredékek, 4. glomeroporfiros csoportok elkülönült xenomorf szemcséi 5. erősen fragmentált fenokristályok apró szilánkjai. B. idiomorf vagy hipidiomorf szilánkos kvarc töredékek

5. A SAVANYÚ LÁVAFÁCIESZ KÖZETGENETIKAI FOLYAMATAI

5.1 Savanyú vulkáni üvegek

A recens analógiák esetében ezt a közetcsoporthoz kizárólag az obszidián és változatai (horzsás, breccsás, szferolitos) alkotják. Azonban paleovulkáni környezet általános sajátossága, hogy a közetek az obszidián üveg kihűlését követően, változó mértékű hidratációt szenvedtek.

A perlit obszidiánból utólagos vízfelvétellel történő keletkezésének igazolására SZABÓ (1867) korát megelőző felismerését követően, mintegy 100 évet kellett várni. A hidratációval az anyag jelentős térfogatnövekedésen megy keresztül és mikroszkóp alatt erős kettőtörést mutató, hagymahéjszerű elválási felületek jönnek létre (perlites szerkezet). A természetes obszidián mintákon elvégzett kísérletek (ROSS & SMITH 1955) alapján a víz diffúziójával (OH) az $\equiv \text{Si-O-Si} \equiv$ komplexek felbomlottak és $\equiv \text{Si-OH}$ csoportok jöttek létre. A hidratáció mértéke egyenesen arányos volt a rendszerben jelenlévő víz mennyiségével és a hőmérséklet növekedésével.

FRIEDMAN & LONG (1976) vizsgálatai további fontos tényezőket feltárva, a hidratációs ráta exponenciális változását igazolták. A legkisebb ($0,22 \mu\text{m}^2/1000 \text{ év}$) és legnagyobb ($5 \mu\text{m}^2/1000 \text{ év}$) érték közötti mintegy 20-szoros különbség a kémiai összetétel fontosságára hívta fel a figyelmet. Az alkáliák gyorsító szerepe már korábban is ismert volt (LOFGREN 1970, 1971), de a hidratáció mértéke a SiO_2 tartalom növekedésével is jó korrelációt mutatott. A CaO és MgO mennyiségének növekedése a folyamat lassulását eredményezte. A vízfelvétellel fellazult, kivilágosodott réteg vastagsága alapján a hidratáció kezdete óta eltelt időt is becsülni lehetett (obszidián köeszközök).

5.1.1 Horzsaköves perlit (horzsásodás)

A testek külső részein jelentkező horzsás közetváltozathoz a lávatesten keresztül történő illómigráció hozza létre. A gázok magasabb szintekre vándorlásában fontos szerepe van a belső részek (riolit) krisztallizációs (földpát, kvarc) folyamatainak, valamint a nagy viszkozitás miatti lassú extrúziós mozgás (néha csak cm/perc) közben létrejövő mikrorepedés hálózathoz (FINK & MANLEY 1987). Az apró hólyagüregek képződése (vezikuláció) akkor indul meg, ha a maradék illótartalom gőznyomása a lávaár terhelését meghaladja. Az apró hólyagok egyesülésével, függőleges áramlási pályákba rendeződésével a gáztartalom távozik. A létrejött üreges horzsakőnyalábok térfogat aránya 5-40 % körüli lehet, ezek lencse alakú, szilárd részeket zárnak közre (ILKEYNÉ 1978).

5.1.2 Perlitbreccsa

Több altípusa azonosítható, amely a részben a térfoglalási környezet, részben az illóáramlás, a hűlés és a mozgás egyenetlenségeivel magyarázható:

- kontakt lávabreccsa
- talus breccsa
- mikroexplóziós breccsa (vörös-fekete perlitbreccsa)
- hialoklaszt breccsa (szubmarin dómképződés)

Kontakt lávabreccsa az olvadék és a mellékközet érintkezési zónájában a hőmérséklet különbség hatására képződik, amikor a kürtő felől érkező anyagutánpótlás mechanikus aprózódásra készíti a már gyorsan lehűlt peremi részeket.

Talus breccsa (blokkláva) a szubareális vulkáni testek felszíni zónáiban az olvadék utánpótlás keltette feszültség és a magas hűlési ráta eredőjeként jön létre, mivel az egyre ridegebbé váló anyag plasztikus deformációra való képessége itt csökken a leggyorsabban (quench fragmentation). A folyamat leginkább a testek külső részét alkotó horzsaköves perlit közettípust érinti. A breccsás öv mélysége a lávaárfont irányában az intenzívebb hűlés miatt egyre nagyobb lesz. Az altípus a törmelék nagy mérete (akár m-es nagyságrend pl. Tb -19. fúrás) miatt könnyen azonosítható, a telkibányai nyersanyag kutató fúrások mindegyikében végig követhető.

Hialoklaszt breccsa az előző típushoz hasonló de a lávaömlés tengeri (vagy tavi) környezetben történik és az intenzív lehűlés miatt a dermedve töredezett réteg sokkal mélyebb lávaszintig lehúzódik.

Mikroexplóziós breccsa önálló típusként már korábban felismerésre került (ILKEYNÉ 1972a), de a képződését kiváltó mechanizmust csak a 80-es, 90-es években tisztázták. (STEVENSON ET AL. 1994a, ANDERSON ET AL. 1998). A testek bizonyos részein az olvadék egyenlőtlen gáztartalma miatt nagyméretű illóakkumuláció következhet be, ami a viszkozitást jelentősen lecsökkenti. Ha ezek a zónák a lávaanyag mozgásából adódóan húzófeszültség alá kerülnek diapírikus felemelkedésük a felszínközeli zónákban mikroexplóziókhoz vezethet, ami az anyag akár tufa szemnagyságúra (mm-cm) fragmentálódását is eredményezheti. A jellegzetes autobreccsás, horzsás, törmelékes kötőanyaga az egyidejű oxihidratáció miatt gyakran vörös színű. Keveredik benne az alsó tömött perlites és felső horzsás szintek anyaga. A felszín felé összeszűkülő kürtővel kapcsolódik, a belső lencsés tömeg több 10 méter átmérőjű.

5.1.3 Obszidián-Perlit

Az olvadéktesten belüli mélységgel arányosan növekvő litosztatikai nyomás fokozatosan gátolja a horzsásodást, ami a tömöttebb obszidián dominánssá válását eredményezi. Az egyenletesebb hűléssel oszlopos elválási felületek is kialakulhatnak. Az obszidiánt intenzív posztgenetikus hidratáció érintette, ami perlitté való átalakulást idézett elő. Az egyenetlen vízfelvétel a kihűlési repedésrendszer változó sűrűségéhez igazodva hozta létre az ún. másodlagos perlittípusokat. A hagymahéjszerű, vékonycsiszolatban erős kettőstörést mutató perlites szerkezet a gyöngyköves perlit esetében a legfejlettebb, az obszidián jellegű perlit csak kihűlési repedésrendszer lefutását mutatja (ILKEYNÉ 1972a) és megtalálható még a két változat közötti átmeneti típus is.

5.1.4 Vitrofir

A térfoglalás feltételrendszere ritkán gyenge vagy teljesen hidratáció mentes kifejlődést eredményez. Erre a fekü közelében vagy „száraz” szubvulkáni környezetben van lehetőség. További fontos dolog, hogy az üveges alapanyag

ellenére számottevő perlites szerkezet a felszínre kerülés után sem tudott kialakulni. Ezért az ilyen jellegű változatokra az amerikai nevezéktanban széles körben használt vitrofir tűnik megfelelőnek.

5.1.5 Riolitos (szferolitos) perlit

Ez az elnevezésében és megjelenésében kétfázisú közetfácies az üveg és riolit közötti átmeneti hőmérsékletű zónában jön létre. Makroszkóposan a gyöngyköves szerkezetet mutató sötét színű perlit és a változó vastagságú világos riolitsávok (< 50%) váltakozása jellemzi. A testek belső régiói felé haladva a hűlési ráta egyre kisebb lesz és lehetővé válik az instabil üveganyag krisztallizációjának, devitrifikációjának megindulása. Ez kezdetben a nagy viszkozitású riolitos olvadék lamináris fázis izolációjának köszönhetően csak bizonyos, főként nagyobb hőmérsékletű sávokra korlátozódik, amelyek mozgás közben fluidálisan szétkenődnek, gyakran slíres megjelenésűek.

A devitrifikációs struktúrák közül legjellegzetesebbek a tús sugaras szerkezetű, káliföldpátból és krisztobalitból álló, több generációban jelentkező gömbszerű szferolitok. Legtöbbször makroszkóposan is látható méretekben sávokba, zónákba, laminációs rétegekbe rendezetten jelennek meg. Szabályos gömbös alkatuk jelzi, hogy a lávamozgás utolsó fázisában és azt követően képződnek, mivel nem szenvedtek alaktorzulást a fluidalitás irányában. A túszerű kristályok szoros illeszkedése zárt struktúrát hoz létre, helyenként gyűrűs továbbnövekedést mutatva. E gömbszerű képződmények mérete változó (mm-cm), általánosságban a nukleációs pontok számának növekedésével a méret csökkenése figyelhető meg.

Az ún. „száraz” litofizákban oly csekély a fluidum+gáz összetételű kitöltés oldott anyag tartalma, hogy a túlnyomórészt kovás kiválások csak vékony, lepedékszerű amorf hártáival vagy kriptokristályos bevonattal burkolják be a hólyagüregek falát. Az ellapultság a megszilárdulás közbeni mozgás, a ránehezedő lávatest súlya és az illóeloszlás egyenetlenségei miatt különös-gyűrűs alakzatok, szabályos vagy rendezetlen képletek kialakulása figyelhető meg.

Ezeknek a perlitbe ágyazott fehéres, rózsaszín-vöröses, szferolitos, litofizás sávok mennyiségi aránya változó. A riolitos perlitben alárendelt, ahol azonban mennyiségük megközelíti vagy meghaladja a perlitét fokozatosan mennek át az ún devitrifikált fáciesekbe (pl. szferolitos riolit, perlit sávos riolit vagy malomkő riolit).

5.2 Riolit fáciesek

A riolitok szöveti sokféleségének tudományos igényű rendszerezésére és értelmezésére vonatkozó hazai genetikai álláspont a Tokaji-hegység földtani vizsgálata során alakult ki. PANTÓ (1964) ÉS ILKEYNÉ (1964) a szövetváltozatokat „hipomagmaként” a láva változó, általában nagy illótartalmához kapcsolták.

A későbbi külföldi kutatások rámutattak, hogy az olvadék már a kürtőben hatékony illóvesztésen megy keresztül és a gáztartalom a felszínre elérve jelentősen lecsökken (<0,3 %), nem jön létre a habláva állapot (STEVENSON ET AL. 1994, STASIUK ET AL. 1996). A szöveti változatok kialakulásának értelmezésében már a

hűlés sebességének és időtartamának dominanciája érvényesült. Nevezéktanilag a riolitnak a hűlési folyamat során létrejött összes kristályos szöveti struktúrájának kialakulása a devitrifikáció gyűjtőfogalom alá tartozott. SWANSON ET AL. 1989 és STEVENSON ET AL. 1994 a devitrifikáció fogalmát csak a szferolitok, axiolitok és litofizák kialakulására korlátozták. A finom kristályos szöveti részletek kialakulását (ekvigranuláris krisztobalit, felzit, granofiros-hópehely szövet) az alapanyag krisztallizáció fogalomkörébe sorolták. A devitrifikáció az olvadék teljes kihűlésével nem ér véget, de a fő hatótényező (a hőmérséklet) megszűnésével jelentősen lelassul (felzítképződés: $\sim 10^{-23}$ cm²/sec, MARSHALL 1961). Ebben további erősödést csak a későbbi extrúziós ciklusok újrafelhevítő hatása jelenthet, amely tényleges rekrisztallizációs szöveti nyomokat eredményez.

5.2.1 Szferolitos riolit (szferolitos devitrifikáció)

A típus elkülönítését a litoidos anyagon cm-es nagyságrendet meghaladó szferolitok megjelenése indokolja. A kristálytűk lehetnek nyílt elrendeződésűek, közöttük krisztobalitos, felzites devitrifikációs részletek helyezkednek el. A nagy méret a nukleációs pontok ritkaságának és gyorsabb hőmérsékletváltozás következménye (SWANSON ET AL. 1989, DAVIS & MCPHIE 1996). Az egyenletesebb hűlés tömöttebb megjelenéssel, méret csökkenéssel és a gyakoriság növekedésével jár együtt. Általában dómoknál vagy lávaár bázison jelentkezik.

5.2.2 „Malomkő” riolit

Az egész Tokaji-hegységben alárendelten jelentkező változat, amely a szferolitos és fluidális riolit fácies között helyezkedik el. A létrehozó folyamat hasonló, mint a horzsaköves perlitnél, de az illó szaturáció már intenzív devitrifikáció alatt álló zónában következett be. A kürtő felől érkező anyag illótartalma ingadozó lehet, amely a folyamatos térfoglalás közben a felszín felé migrál és a litosztatikai nyomás megfelelő értékei mellett meginduló vezikuláció mm-cm nagyságú hólyagokat hozhat létre, melyek falait tridimit és kalcedon kérgezi be. A szabálytalan, elnyúlt hólyagüregekből álló, örvényáramos szerkezetű változata mellett az apróbb hólyagokat beágyazó (0,5-1cm-es) „darázkő” jellegű változat is jellemző. Lávadóмок típusos szöveti változata, lávaáraknál a nyíróerők a hólyagok egyesülését és ellapulását eredményezik.

5.2.3 Fluidális riolit

Ez a kőzetváltozat mindig a dómok és lávaárak centrális régiójában, a legkisebb hűlési rátával jellemezhető hőközpontban jelentkezik. A perlites átmeneti övben akkor nevezhető riolitnak, ha az üveg aránya 50% alá csökken. Legfontosabb makro szöveti bélyege a láva lamináris mozgását őrző fluidális szerkezet, amelyet az alárendelt sötétszürke üveges és a devitrifikált világos színű sávok váltakozása rajzol ki. Ha az anyag megtorlódik, jellegzetes örvényáramos rajzolat alakul ki. Kis mértékű irányítottság esetén a különböző szemcseméretű sávok teljesen rendezetlenek, széttagolódnak.

Mikroszkópi méretekben uralkodóvá válik a diszperz jellegű alapanyag krisztallizáció, melynek jellegzetes szöveti bélyegei a mikro-kriptokristályos

(felzites) és az ekvigranuláris krisztobalit mezők. A szferolitok száma a nukleációs helyek növekedésével nagyobb lesz, de méretük fokozatosan csökken (<mm). A térfoglalás késői stádiumában jelentkező kis léptékű mozgások miatt a nyírási övekben mikrobrecsás szerkezetet mutat. A feldarabolódott litoidos sáv szemcséi a finomabb szemcsés üveges anyagba ágyazódnak. Az egyenletes hűlés miatt horizontális poligonális elválási rendszer jön létre, amely vertikális kiterjedésével fejlődnek ki az oszlopos elválás változó méretű felületei (dm-m).

5.2.4 Vörös riolit

Bár a nemzetközi irodalom a riolit kategóriát nem tagolja tovább, a hazai közettani munkák (PÁLFFY 1915, BORBÉLY 1922, ILKEYNÉ 1972a,b, KOZÁK 1979) hagyományosan elkülönítik e változatot. Az egységes kifejlődésű változatai devitrifikációs struktúráktól (szferolit, szferokristály) mentesek. Változó szemcseméretű alapanyag krisztallizációs sávok által rajzolt fluidalitás csak mikro méretekben jelentkezik. Vörös színét az alapanyag hematit pikkelyei adják. Valószínűen a tartósan magas hőmérsékletű, legkisebb hűlési rátával jellemezhető részeken jelentkezik. A lőrinci szubvulkáni test a vizsgált előfordulások közül legtipusosabb előfordulása. A kovásodott fészkes változata a szferolitos perlitben a telkibányai Kögáti lávaár esetében jelentkezett, az alapanyag eredeti szerkezetének teljes elmosódásával.

5.3 A szilikát olvadék hűlési rendszere

Az obszidián és a riolit összetételüket tekintve hasonló közettípusok, amelyek a szövetükben jelentkező különbségek alapján választhatók szét. A szilikát üveg (obszidián) felszíni körülmények között instabil szerkezeti állapot, már az olvadék hűlése közben megfelelő hőmérsékleti körülmények között megkezdődik az átalakulása (devitrifikáció=üvegtelenedés), amelyet a feno- és mikrofenokristályok kialakulását követő nukleációs szünet után kristályos mikrostruktúrák (μm nagyságrend) megjelenése jelez. A devitrifikációra, mint a krisztallizáció legutolsó mozzanatára elsődlegesen szintén a folyamat kiindulási hőmérséklete és a vulkáni test mérete által döntően befolyásolt hőmérséklet nagysága a hűlés gyorsasága (ΔT) van döntő hatással. A főként a kvarc és földpát fázist érintő fázisátalakulás a fenokristály és mikrolit képződéssel ellentétben sokkal több növekedési gócponton indul meg, amelyhez alapot a szilikátháló inhomogenitási helyei (fenokristály, mikrolit, mikrorepedések) jelentenek.

A folyamat kísérleti jellemzésével foglalkozó kutatások (MARSHALL 1961, LOFGREN 1970, 1971 SWANSON ET AL. 1989) fokozatosan tárták fel annak összetett hatásrendszerét, rámutatva a vezérlő geokémia tényezők hatásaira, a kristályos struktúrák kialakulási feltételeire. A legfontosabb, a riolit kőzet genetikai értelmezését döntően befolyásoló kérdés az volt, hogy hőmérsékletileg hol húzható meg a devitrifikáció és az alapanyag krisztallizáció alsó határzónája.

MARSHALL (1961) a devitrifikációt, a kőzet megszilárdulása utáni, posztgenetikus folyamatként értelmezte, az üveg kristályos szerkezetté (4-5 μm kristálygócok=felzit) történő átalakulásánál kis hőmérsékleten (20°C) nagyon lassú átalakulási konstans ($10^{-23} \text{ cm}^2/\text{sec}$) és 100 milliós időtartamot adott meg, amely a hőmérséklet emelkedésével és a víz jelenlétével jelentősen felerősödhet.

LOFGREN 1970, 1971 kísérleti feltételei ($T=240-700^{\circ}\text{C}$, $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, KOH, KCl oldatok), lehetővé tették a kis hőmérsékletű, szilárd állapotban végbemenő átalakulást. A devitrifikációs szövettípusok (szferolit, felzit, granofir) nagy részét sikerült reprodukálnia, de eredményeit természetes mintákkal nem vetette össze.

Az USA Ny-i részén nagy mennyiségben jelentkező riolitváltozatok feldolgozása (BONNICHSEN & KAUFMANN 1987, SWANSON ET AL. 1989) egyértelművé tette, hogy a devitrifikációval létrejött mikrokristályos (felzites) szöveti változatok hőmérsékleti határát a szilikát üveg termodinamikai szolidusza. ($T_g = \text{glass transition temperature}$) jelöli ki. Ez nem egy pontosan meghatározható hőmérsékleti érték, hanem az olvadék soktényezős rendszere (viszkozitás, hűlési ráta, SiO_2 , H_2O , alkália tartalom) által befolyásolt hőmérsékleti tartomány. Szárazabb rendszerben ugyanazon struktúra kisebb mértékű túlhűlés mellett jött létre, magasabb víz és alkália koncentráció a T_g értékét 200°C -kal alacsonyabb hőmérsékleti tartományig tolhatja el. Összegezve, a savanyú lávák mikro-kripto kristályos változatai csak a testek nagy hőmérsékletű, kis hűlési rátával jellemezhető belső részeire korlátozódnak.

A kürtőbeli túlhűlés mértékének függvényében a nagy viszkozitású (~ 10 Pa s), felszín elért olvadék hőmérséklete irodalmi adatok alapján $750-850^{\circ}\text{C}$ (a kisebb SiO_2 és nagyobb hőmérséklet kisebb viszkozitást eredményez).

A test fekével és levegővel (szubmarin környezetben vízzel) érintkező része a fokozott hővesztés után T_g alá hűl (5.1 táblázat). Az üveges anyag a nyírófeszültség miatt a plaszticitási küszöbértékeit meghaladva intenzíven breccsásodik. A belső részek felé haladva a hűlési ráta csökken ($6,3^{\circ}\text{C} \rightarrow 0,001^{\circ}\text{C}/\text{min}$), és a fragmentáció is megszűnik. A lávatestek hőmérsékleti profiljára erőteljes aszimmetria jellemző. A felszínhez közelebb eső zónák radiációs és konvektív hőáramlása miatt a hőközpont a feké irányába tolódik el, aminek eredményeként a felső üveges öv szélesebb, mint a feké fölötti alsó.

A hőmérséklet emelkedésével, a T_g határpont felé közeledve az üveges övekben (alsó és felső egyaránt) a feltételek alkalmasak a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció megindulásához.

A szferolitok hosszú kristálytüinek növekedése jelentősebb hőmérséklet csökkenés ($\Delta T = 115-315^{\circ}\text{C}$) mellett történhet (SWANSON ET AL. 1989). Kisebb hűlési ráta mellett a szferolitméret csökken, a nagyméretű nyílt struktúrákat ($\sim \text{cm}$), tömött zárt szerkezetű egyedek váltják fel, s végül már csak szórt szferokristályok jelentkeznek.

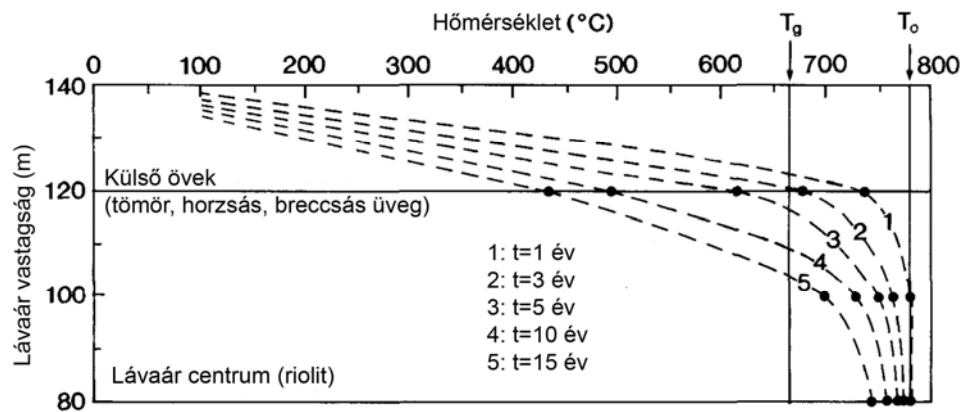
A hűlési folyamat következő, kisebb hőmérsékletű, de tartósan elhúzódó lépcsőjét az alapanyag krisztallizáció képviselte ($\Delta T = 200-100^{\circ}\text{C}$). A mikrokristályos-felzites foltok megjelenése mellett ebben a stádiumban gyakran előfordul. Kifejlődéséhez a mikrofenokristály-mikrolit képződésnél kisebb, de tartósan fennálló nagy hőmérséklet szükséges. Ezt a lávatömeg anyagutánpótlásának függvényében több fázisban érkező hőtranszport biztosítja (hűlési ráta csak $0,00072^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 5.1. táblázat). Előfordul, hogy az idősebb szferolit generáció egyedei *re*-krisztallizálódtak, ahol csak az elmosódó sugaras szerkezet és az éles kontúr utal az elsődleges formára. A folyamat az olvadékutánpótlás

függvényében többször megismétlődhetett, amit a több generációs szferolit képződés bizonyít (főként dómok esetében).

Fácies	Devitrifikáció típusa	Hőmérséklet	Hűlési ráta	Kihülés ideje
<i>horzsaköves perlit, perlitbreccsák</i>	-	T_g alatt	0,1-6,3 °C/min	1-3 év (STEVENSON ET AL. 1994 A)
<i>perlit</i>	-	T_g alatt	0,001 °C/min	
<i>riolitos perlit</i>	szferolit, axiolit, felzit	$\sim T_g$ közeli 670°C STEVENSON 1994A,B 650 °C MANLEY 1995	-	
<i>riolit (fluidális, vörös riolit szferolitos riolit)</i>	több generációs szferolit képződés, felzit, szferokristály mozaikos krisztobalit,	750-825 STEVENSON ET AL. 1994 A,B 650-830°C MANLEY 1995	0,00072 °C/min (GOTTSMANN & DINGWELL 2002)	3-30 év (STEVENSON ET AL. 1994 A)
<i>alsó üveges zóna</i>	szórt szferolitok	400-600 °C (GOTTSMANN & DINGWELL 2001)	0,017°C /min (GOTTSMANN & DINGWELL 2002)	1-3 év (STEVENSON ET AL. 1994 A)
<i>kontakt lávabreccsa alábukott lávaárfront</i>	repedés menti axiolit, krisztobalit		0,2-6°C/min (GOTTSMANN & DINGWELL 2002)	

5.1. táblázat A savanyú lávafáciesek szöveti tulajdonságai a jellemző hűlési paraméterekkel. A T_g =glass trans temperature, az üveg termodinamikai szolidusza, ha az olvadék e hőmérsékleti határpont alá hűl a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció intenzitása jelentősen lecsökken.

Új Zélandi (Ben Lomond, Okataina, Mayor Island 2. táblázat) és Olaszországi (Rocche Rosse) esettanulmányok adatainak felhasználásával (STEVENSON ET AL. 1994 a, b, GOTTSMANN & DINGWELL 2001, 2002) a felszínre kerülési hőmérséklet, a hűlési sebesség és időtartam hozzávetőleges értékei is megadhatók (5.1. táblázat). A nagy viszkozitású savanyú olvadékok mozgási sebessége még nagyobb lejtőszög értékek esetén is lassú (cm/min), így a felszíni extrúziós periódus az anyagutánpótlás függvényében több éves ciklust jelenthet. A mozgás megszűnését követően a kihülés még egy nagyságrenddel hosszabb intervallumot fog át. A megszilárdulás időtartama még a lávabázison (és a tetőrészen is) a T_g alá hűlt fáciesek gyors hűlési rátája mellett (5.1. táblázat 0,017-6 C ° /min) is meghaladja az 1 évet. A jelentősen túlhűlt, de még T_g fölött krisztallizálódott szferolitok esetében már 3 év fölötti időtartam valószínűsíthető. A felzitesen devitrifikált riolit alapanyagának rekrisztallizációs és kihülési ideje a 10 éves nagyságrendet is meghaladja (5.1. ábra 30 év STEVENSON ET AL. 1994a). A riolit/kőzetüveg arány a test méretének és a térfoglalási környezetnek a függvénye, ezek a 6.3 fejezetben kerülnek ismertetésre.



5.1. ábra A haumingi lávaár felső részének hőmérséklet/mélység profilja, amely a különböző hűlési időtartamra készült görbék (t =években) jól szemléltetik a lávaár belső jelentősen hosszabb kihűlési időtartamát. Már a T_g alá $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -a történő hűlés ideje is meghaladja a 15 éves időtartamot (30 év STEVENSON ET AL. 1994b)

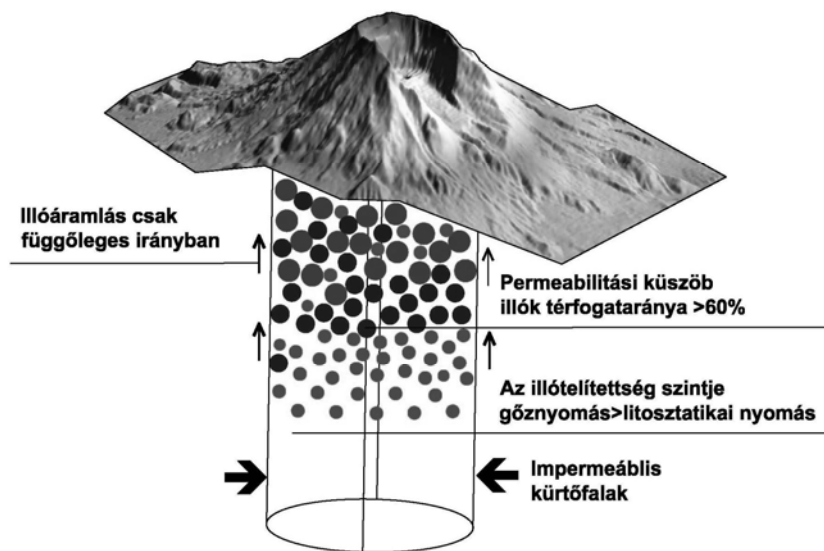
6. A savanyú vulkáni testek térfoglalási modelljei

6.1 A kürtő, mint a vulkáni ciklus lefolyását döntően meghatározó környezet

6.1.1 Zárt illóáramlási modell („permeable foam”=habláva modell)

A gázok elkülönülési mechanizmusainak felismerésével lehetővé vált a kitörések modellszerű megközelítése. A savanyú vulkanitok nagy tömegű előfordulása (Örményország, Kamcsatka) és ezek szilikátipari felhasználása miatt az első úttörő kísérleteket szovjet kutatók végezték el obszidián mintákon (VOLAROVICS & LEONTIEVA 1937). További laboratóriumi vizsgálataik pontos becslést tettek lehetővé a savanyú olvadékok fiziko-kémiai paramétereiben bekövetkezett változásokról (hőmérséklet, viszkozitás, illótartalom, (VOLAROVICS 1944, PETROV 1957). Mintegy harminc évvel később hasonló következtetésre jutottak az amerikai kutatások is (EICHELBERGER ET AL. 1986).

A modell zárt rendszerfeltételei között a kürtőfalat impermeábilisnak tekintették (6.1. ábra), így a nyomásviszonyok csak a magmaoszlop súlyának függvényében változtak (litosztatikai nyomás). A horzsakőképződést, a gázbuborékok növekedésének megindulását (vezikuláció), a kürtő magasságfüggő nyomáscsökkenéséhez köthették ($15 \text{ atm} = 1,5198 \cdot 10^6 \text{ Pa}$, 50 m mélység). A modell által biztosított feltételek mellett kigázódás a buborékok egyesülésével csak függőleges irányban történhetett, ha a gázok térfogataránya meghaladta a 60%-t („permeable foam” elmélet EICHELBERGER ET AL. 1986). A gáz/olvadék arány további emelkedése a magmaoszlop stabilitásának jelentős gyengülését eredményezte, 70% fölött explóziós esemény bekövetkezésével.

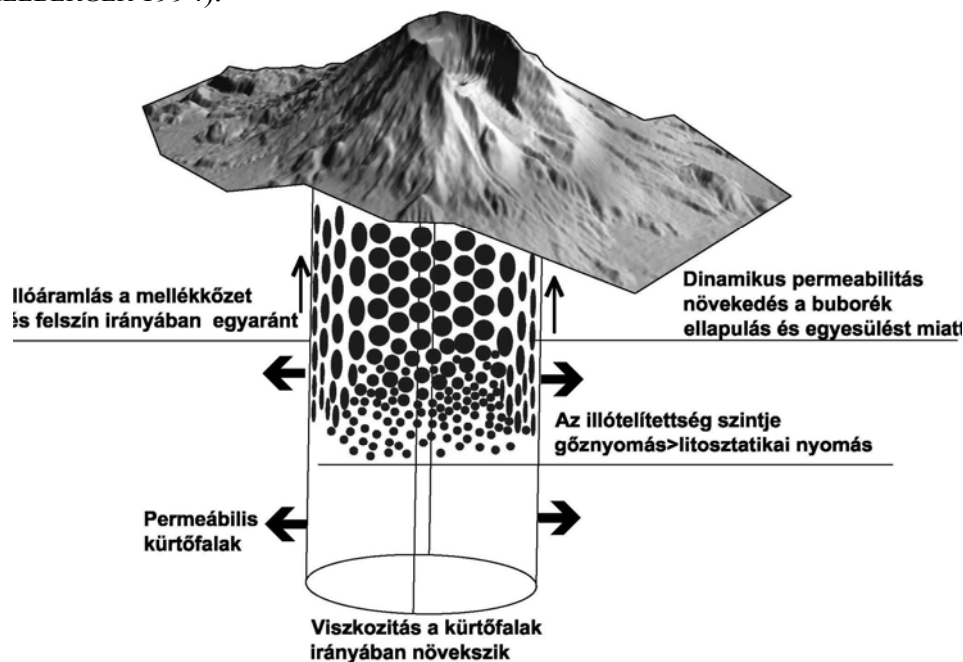


6.1. ábra A zárt illóvándorlási modell elvi vázlata (ILKEYNÉ & BARABÁSNÉ 1964, MÁTYÁS 1971, EICHELBERGER ET AL. 1986 alapján saját szerkesztés).

6.1.2 Nyílt illóáramlási modell

Esettanulmányok (FINK ED. 1987, STASIUK ET AL. 1996) több esetben írtak le olyan vulkáni ciklusokat, ahol a kezdeti explózióval induló működés kisebb szünet után lávaömléssel folytatódott. A kürtő áramlási rendszerében bekövetkező ilyen jellegű változások a zárt modellel nem voltak értelmezhetők.

Kérdésként merült fel (FRIEDMAN 1989), hogy kisebb gáz térfogat arányoknál (<60%), hogyan következhet be hatékony illóáramlás. Nagyon speciális feltételek mellett képzelhető csak el, hogy a magma semmilyen kapcsolatba sem kerül a mellékközzel. A kürtő paramétereinek pontosabb meghatározása a kitörés közben a mellékközzel felé történő (színeruptív) illóáramlással oldotta fel az ellentéteket (nyílt rendszer) (JAUPART & ALLEGRE 1991, WESTRICH & EICHELBERGER 1994). A korábban már jellemzett folyamattal a „hidegebb” kürtőfalak felé fellépő viszkozitás növekedés gyorsítja a buborékok egyesülését, amely a mellékközzel repedései mentén horizontális gázkiáramlást is lehetővé tesz (6.2. ábra). A repedéshálózat sűrűségének növekedéséhez a kürtőben lévő olvadék túlnyomása is hozzájárul. Ez a folyamat sekély mélységben játszódik le (<1km), hatékony illóvesztés esetén a kisebb porozitású olvadék éri el a felszínt. Az olvadék 50%-os porozitás értéke mellett a gázok súlyaránya csak 0,01%. Ha az illóáramlás következményeként 0,01 MPa értékkel csökken a nyomás, megkezdődik a buborékok rezorpciója és kürtőben lévő olvadék stabilizációja (WESTRICH & EICHELBERGER 1994).



6.2. ábra A nyílt illóvándorlási modell elvi vázlata (JAUPART & ALLEGRE 1991, WESTRICH & EICHELBERGER 1994, STASIUK ET AL 1996 alapján saját szerkesztés)

6.2 Vulkanotektonikus süllyedékek (kalderák)

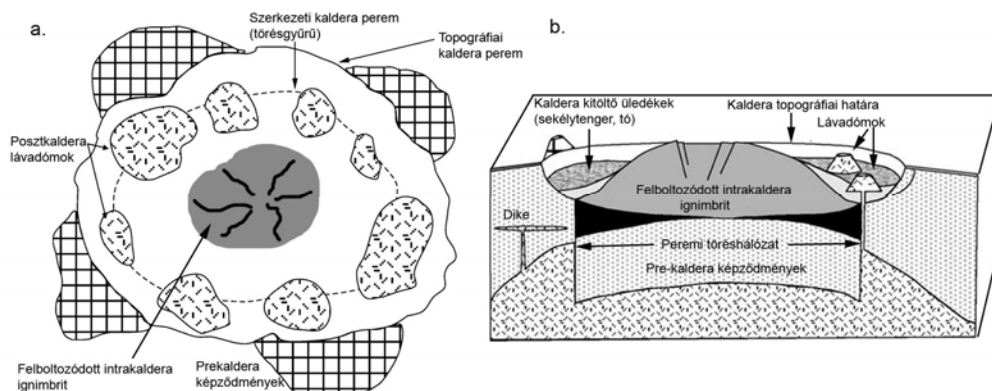
A vulkáni szigetívek és kontinentális, extenziós tektonikai(árok) környezetek esetében, a sekély magmakamrák dekompressziója a nyílt illóáramlási modellel jellemzett, nagy energiájú, vulkáni tufákat (hullott tufák és ignimbritek) szolgáltató robbanásos kitöréseket idéz elő. A számos működési fázisban gyakran több 100 km^3 anyag felszínre kerülését eredményező erupciók, a magmakamrában anyaghiányos teret idéznek elő, amelynek teteje alátámasztását elveszítve beszakad. A kialakuló töréshálózat a poszt-kaldera jellegű dóm és lávaár komplexumok létrehozásával a kismennyiségű maradékolvadékok felszínre kerüléséhez járul hozzá.

A kalderák fejlődésének kvantitatív kísérleti jellemzése (MARTI ET AL. 2001, WALTER & TROLL 2001, JELLINEK & DEPAOLO 2000, GEYER ET AL. 2006) és az eredmények jellegzetes előfordulásokon elvégzett kiértékelése (COLE ET AL. 2005) a forma, a térfogat, a belső túlnyomás, a kalderák korábbi tektonikai-deformációs igénybevételének, valamint a kiürülés ütemének szoros egymásra hatását igazolta.

COLE ET AL. (2005) a riolitos beszakadásos szerkezetek fejlődésénél négy fázist különített el: 1. pre-kaldera (beszakadás előtti) vulkanizmus, 2. a kaldera süllyedék kialakulása (beszakadás) 3. poszt-kaldera vulkanizmus (maradékolvadék vagy a magmakamra újrafeltöltődése) 4. hidrotermális aktivitás (mineralizáció).

A lávaközetek felszínre kerülése szempontjából a 2. és 3. fázis a legfontosabb. A magmakamra olvadéka addig növekszik, amíg a prekaldera vulkanizmus és a mellékközetben felnyíló repedések stabilizálni tudják a nyomásviszonyokat. A magmakamra túlnyomása egy kritikus értéket meghaladva az explóziók megindulását eredményezi. Az olvadék kiürülése több fázisban zajlik és nagy mennyiségű ártufa vagy hullott tufa jellegű piroklaszt anyag felhalmozódásához vezet. A kritikus anyagmennyiség felszínre kerülése után kezdődik meg a kamra tetéjének beroskadása, ami GEYER ET AL. (2006) kísérletei alapján ez döntően a magmakamra mélységének (P) és horizontális kiterjedésének (D) a függvénye ($r=P/D$). A nagy kiterjedésű riolitos kalderákra jellemző kis r értékeknél (0,1-0,4) már 10-20% anyag felszínre kerülése megindítja a beszakadást. A központi vulkáni kúppal rendelkező rétegvulkánoknál (pl. Vezúv, Pinatubo) az esemény csak 70-90% értékeknél következett be.

A lávaközetek felszínre kerülésének szempontjából nagy fontosságú kérdés, mennyi olvadék marad a kamrában a beszakadás után. Kísérleti modellezés alapján ebben az olvadékban lévő gázok mennyisége döntő (MARTI ET AL. 2000). 6% körüli gáztartalom mellett az egész magmakamra egyenletes illótelítettséget elérve szinte teljes egészében kiürülhet. Kisebb átlagos gáztartalom mellett (~3%) a gázok a kupolarészen akkumulálódnak és a telítettségtől függő túlnyomás vertikális változása észlelhető. A kamra kiürülésével a nyomás fokozatosan esik és a kitörés energia kritikus érték alá csökkenésével még jelentős mennyiségű olvadék maradhat a rendszerben.



6.3. ábra Egy riolitos kaldera felülnézetiképe (a) és tömbszelvénye (b.) a jellemző szerkezeti elemekkel (COLE ET AL 2005 után módosítva)

A kutatás tárgyát képező riolitos lávaközetek nagy tömegű felszínre kerülése a beszakadással kialakult töréshálózat mentén kezdődik, amely legnagyobb sűrűségét a magmakamra egykori peremi zónáiban éri el és annak alakjától függően körkörös vagy elliptikusan elnyúló törésgyűrűt eredményez.

6.3 Savanyú lávák

A savanyú lávák térfoglalásakor kialakuló fáciessorrend első teljes leírását Tolcsva környezetének térképezésekor VARJÚ (1956) készítette el. A hegység más területeire kiterjesztett hasonló rekonstrukció a térképezési, nyersanyag kutatási célkitűzések mellett háttérbe szorult. CSILLAG & ZELENKA (1999) közelmúltban megjelent modellszerű közelítése a térfoglalási környezetek átfogó ismertetését nyújtja, de a korábbi kutatási anyagok megállapításainak átvétele mellett részletes folyamatelemzéssel nem foglalkoztak.

A savanyú vulkáni testeknek két fő típusa ismert a *dóm* és a *lávaár*. A lávatű a geológiai időskálán rövid életű képződmény. Az olvadékok két különböző jellegű térfoglalása döntően az olvadék mennyisége és a paleovulkáni térszín morfológiai adottságainak a függvényében választható szét. A vulkáni dómok esetében a kisebb tömeg és az enyhe lejtőszög nem tesz lehetővé nagymértékű mozgást, az olvadék dagadókúpot képezve a kürtő közelében halmozódik fel. A lávaárak esetében a lejtőszög növekedése a felszínre került olvadék kürtőtől való folyamatos eltávolodását segíti, amelynél így az anyag laterális szétterjedése dominál (FINK & MANLEY 1987).

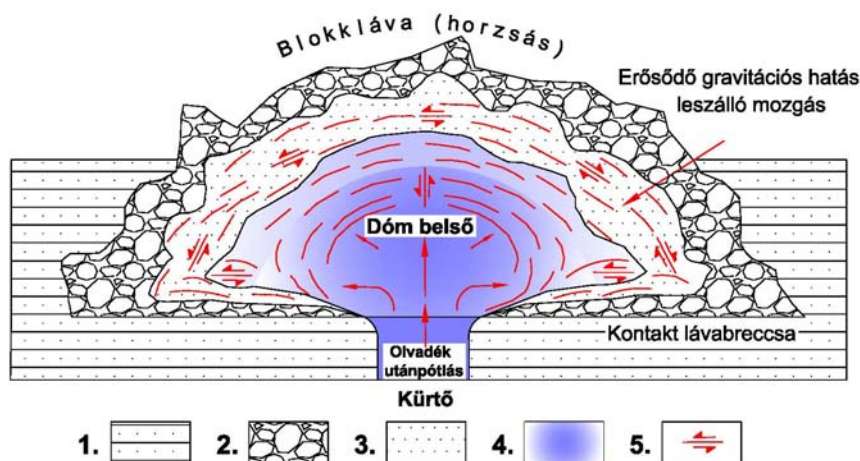
A fáciesek elrendeződése a hűlés irányára alapvetően merőleges, ami a testek morfológiai különbségei miatt eltéréseket mutat. A lapultabb morfológiájú lávaáraknál a fekvő lefutásával párhuzamos, vertikális közetsorozat alakul ki. szemben a dómoknál (főként a bázisrészekben) a kürtő köré koncentrikusan rendeződő szubhorizontális övezetességgel (6.10. ábra).

6.3.1 Lávadómok

A lávadómok esetében a kis lejtőszög nem tesz lehetővé nagyarányú horizontális anyagáramlást. Ha az áramló olvadék a kürtő közvetlen közelében

szétterül és felboltozza a korábban felszínre került részeket akkor a forma típusos dagadókúp jelleggel, endogén módon növekszik (6.4. ábra). Az egyes olvadékinjekciók anyaga hagymahéjszerűen követi egymást. Nagyobb mennyiségű anyagutánpótlás esetén előfordul, hogy a központi áramlási zóna eléri a felszínt és exogén növekedéssel kisebb lávafolyásokat alkot (Unzen-Japán, Mt St. Helens-USA).

Az endogén növekedés sajátosságait MERLE (2002) a lávaárakhoz hasonlóan vizsgálta. A viszkózus olvadék mozgását szilikon segítségével reprodukálta, az áramlási rendszer rekonstrukciójához a kiindulási forma belsejében deformálható hálót helyeztek el. Az olvadék áramlás sebességében és irányában jelentős különbségek mutatkoztak. A „kürtő” modelljeként szolgáló kapszulából kilépő anyag legnagyobb sebességét a dóm alsó részein érte el. A döntően függőleges komponenssel rendelkező áramlás sebességét azonban a felső zónákban már jelentősen csökkentette a gravitáció. A két erő kiegyenlítődése után a gravitáció vette át a vezető szerepet, így a forrás régiótól a peremek felé távolodva a leszálló mozgás vált uralkodóvá.



0

6.4. ábra Egy endogén savanyú lávadóm fejlődésének elvi modellje fáciesövekkel (BUISSON & MERLE 2002 alapján módosítva) Jelmagyarázat: 1. mellékkőzet (áthalmazott riolituffa) 2. breccsa (horzsás) 3. üveg (perlites) 4. riolit 5. belső olvadékmozgás

A Mount St. Helens (1980) nagyméretű robbanásban kulmináló működését a magmakamra maradékolvadékát megcsapoló dómtevékenység követte (1980-1986). A légifotókkal, terepi mérésekkel pontosan dokumentált működés nagy mennyiségű adatot szolgáltatott a dóm forma épüléséről és a hozzá kapcsolódó vulkanológiai veszélyforrásokról (ANDERSON & FINK 1990). A kapott adatbázis tovább finomította a laboratóriumi keretfeltételek kialakítását, és a kísérletekkel még pontosabb kép rajzolódott a dóm belső nyomásviszonyairól, a külső lehűt rideg és az olvadék állapotú belső részek eltérő stressztűrő képességéről (IVERSON, DENLINGER, BLAKE IN FINK ED. 1990). Az olvadéknak a dóm belsejébe történő áramlása a már lehűt külső részek feszültség alá kerülését és összetöredezését eredményezte. A „dagadókúp” épülésével a lejtőszög fokozatos növekedése mellett a blokkos, breccsás külső öv egyre instabilabbá vált és a kritikus pontot elérve

gravitációs összeomolhatott törmeléklavinát indítva el a vulkáni lejtőn. A gravitációs instabilitás a dóm magasság/átmérő viszonyszámával volt mérhető és 0,32 arányérték fölött szükségszerűen bekövetkezett.

A lávadóm működés szakaszossága és a térfoglalási környezet további tagolást tesz lehetővé. A dómok növekedése összetett folyamat. Ha az olvadék a test belső részén típusos dagadókúp jelleggel akkumulálódik, akkor endogén (6.4. ábra), ha a felszínre elérve kisebb lávalebeny formájában szétterül, akkor exogén növekedésről beszélhetünk. Az egy rövidebb ciklus alatt létrejött kisebb testek az ún. monogenetikus dagadókúpok. A szakaszos működés, az endogén és exogén ciklusok váltakozása nagyobb méretű, összetett testeket eredményez, ami a fáciestani rekonstrukciókat jelentősen megnehezítheti (pl. Erdőbénye-Tolcsva, Pálháza).

A lávadómok felszíni vagy sekélyszubvulkáni szinten történő térfoglalása alapján 4 típust lehet megkülönböztetni.

- Szubareális (monogenetikus és összetett SZEPESI & KOZÁK 2008)
- Szubmarin
- Kripto (szubvulkáni)
- (Szubglaciális)

Az 6. fejezetben jellemzett fáciesek megjelenését, eloszlását, a testek méretbeli sajátosságait a lávadómok térfoglalási környezeteinek függvényében a 6.1 táblázat tartalmazza.

A dóm forma fáciestani tagolásakor 3 fő egység különíthető a peremi blokkos talus, a közbenső tömör üveg, és a kürtöközeli, legtöbbször riolit dominanciával jellemezhető részek. Az egyes övek vastagsága a térfoglalási környezet függvényében változhat. A *fragmentált külső talus* legnagyobb arányát szubmarin környezetben éri el. A magma–víz kölcsönhatás eredményeként széles, üveges hialoklaszt zónák (akár 100 métert meghaladó), intenzív üledékképződés esetén peperites keverék övek jönnek létre. A peremi öv gravitációs törmeléklavinái miatt szubmarin és szubareális környezetben is a talus intenzív áthalmozása következik be. Az előző két típushoz képest a szubvulkáni környezetben kevésbé széles hialoklaszt breccsás/perperites kontaktövek tárnak fel

A *közbenső* részeket tömör közetüveg jellemzi a kürtő felé meginduló alapanyag krisztallizációval, devitrifikációval. Szubmarin környezetben az intenzív, „dermedve töredezés” (quench fragmentation) a belső horzsásodástól mentes öveket is eléri (Pálháza).

A *kürtöközeli* részekre a különböző riolit fáciesek jellemzőek (fluidális, vörös, szferolitos, malomkő). Szubmarin környezetben a gyors túlhűlés miatt alárendelt a devitrifikáció és az alapanyag krisztallizáció.

A dómok üveg-riolit arányai a test méretétől és a térfoglalási környezettől függenek. A kisebb dómok teljesen üvegesek, s a mérettel nő a belső riolitos „mag” aránya. A sekélyszubvulkáni környezetben a mellékközet felé korlátozott hőkiáramlás miatt a teljesen mikro-kristályos magrész aránya a térfoglalás körülményeinek függvényében a 90%-ot is elérheti.

Test típusa, méret		Fácies helyzete	Fáciesek	Szerkezet	Előfordulás
Lávadómok Endogén és exogén növekedési fázisok. A kürtő körül rendeződött fácies övezetesség (horizontális fácies sorozat) amely az olvadék lejtőirányú mozgásával torzul (coulée) <i>Méret:</i> Kisebb testek: ~km ² terület ~100m vastagság nagyobb, összetett testek: több km ² terület Vastagság 100-500m	Szubareális	peremi	talus (blokkláva) horzsás-breccsás	törmelék dominanciájú autobreccsa	USA: <i>Obsidian dóm,</i> <i>Mono-Inyo dóm sor</i> Olaszo.: <i>Vulcano</i> Görögo: <i>Nisyros</i> Örmény-ország
		peremi (külső átmenti öv)	talus (blokkláva) (tömör üveg breccsás)		
		közbenső (belső átmeneti öv)	üveg	perlites	
			szferolitos, felzites üveg	az üvegben izolált devitrifikációs övek	
	Szubmarin	kürtököközeli	riolit	oszlopos, és változó mértékben fejlett lemezes	Olaszo. <i>Ponza,</i> Görögo: <i>Milos ,</i> Japán: <i>Kikai-kaldera</i>
		peremi	talus breccsa – hialoklaszt és/vagy peperit jellegű horzsás-breccsás	áthalmazott rétegzett vagy rétegzetlen vulkanoklaszt breccsa	
		közbenső	talus „in situ” hialoklaszt	nem rétegzett, monomikt üveges intruzív breccsa	
Kriptodóm, dyke, és sill jellegű intrúziók a test hossz-szélesség arányainak megfelelően	Szekély szubvulkáni	kürtököközeli	ép kőzetüveg és/vagy riolit	oszlopos	Olaszo: <i>Ponza,</i> Görögo: <i>Paros</i> Ny-Ausztrália <i>Onedin-sill,</i> Japán: <i>Hokkaidó</i>
		peremi (alsó, felső kontakt zóna)	a mellékközzettel történt keveredés függvényében intruzív hialoklaszt vagy peperit	üledékkel kevert vagy rétegzetlen monomikt breccsa	
		közbenső	tömör kőzetüveg (szferolitos, globulitos)	perlites, szabálytalan lefutású elválások	
		belső	riolit	oszlopos, litofizás	

6.1. táblázat A lávadómok jellemzői a térfoglalási környezetek függvényében (irodalmi hivatkozások a 2.2 táblázatban)

6.3.2 Lávaárak

A pre- és posztkaldera stádiumban (6.3. ábra) jelentős mennyiségű lávaközet kerülhet felszínre, ahol az anyag a vulkáni lejtő dőlésszögétől függően szétterjed. Kísérletek (MERLE 1998, WHITEHEAD & GRIFFITHS 2001) és terepi megfigyelések alapján az alak a láva összetételének, hűlési körülményeinek, az erupciós hőmérsékletnek, az erupciós rátának (m³/s) és a topográfiai adottságoknak a függvényében változhat. A viszkozitás növekedése döntő hatással volt a lávárak vastagságának, a lávalebenyek szétterülésének mértékére, valamint kompressziós hatások esetén a lávaár redők amplitúdójának növekedésére. Megfigyelhető volt továbbá, hogy a forrásrégió környékén bekövetkező elágazások is az erupciós ráta és a viszkozitás változásainak következményei voltak.

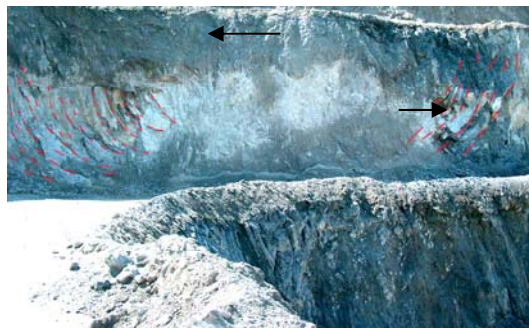
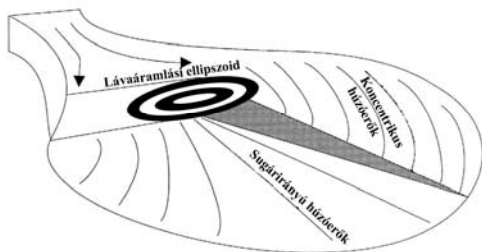
A lávamozgás közben fellépő erőhatások vizsgálata (MERLE 1998), a sebesség súrlódási erők növekedésével arányos, vertikális és horizontális irányú csökkenését igazolta. Csatornahatás esetén (*dike-ok, völgyben mozgó lávaárak*) a mozgásvonalak előrehaladás irányában történő elvonszolódását mutatták (6.6

ábra). A csatornából kilépve lebenyszerűen szétterjedő anyagban, sugárirányú és koncentrikus stressz vonalak egyaránt megjelentek (6.7. ábra), mivel a peremek felé növekvő hűléssel növekvő viszkozitás és súrlódás a sebesség jelentős csökkenését okozta. A lejtőn szétterjedő anyag felszíne intenzíven lehűlve egyre ridegebbé vált és lelassult az alatta tovább mozgó „hígabb” anyaghoz képest. A fellépő sebességkülönbség meggyűrte a felső ridegebb anyagot és a viszkozitás különbség függvényében változó amplitúdójú gyűrt szerkezeteket (lávaár redők) eredményezett. Míg a nagyobb hőmérsékletű belső övek koncentrikus-elliptikus hűlési-mozgási mintázata lávaáramlási ellipszoidok kialakulását eredményezte (6.7. ábra).



6.5. ábra Az áramvonalak elvonszolódnak elvi sémája (Merle 1998), csatornahatás esetén a kürtő felől érkező anyagutánpótlás elgörbíti a kihűlőfélben lévő anyagban kialakuló oszlópos elválási felületeket.

6.6. ábra Egy sekélyszubvulkáni intrúzió (dike) görbült oszlópai, Mulató-hegyi kőfejtő alsó udvar, Lőrinci, Mátra



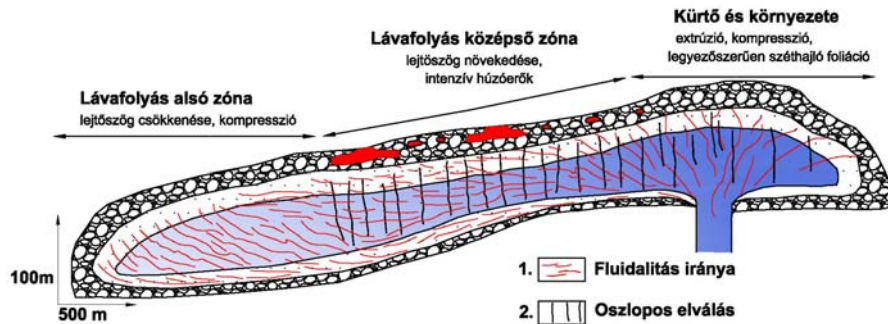
6.7. ábra Lávaáramlási ellipszoid kialakulása a radiális és koncentrikus húzóerők, valamint a hőmérséklet változás függvényében

6.8. ábra Parabolászerű oszlópos elválási felületekkel jellemezhető lávaáramlási ellipszoid a pálháza perlitbánya felső udvarában (saját felvétel)

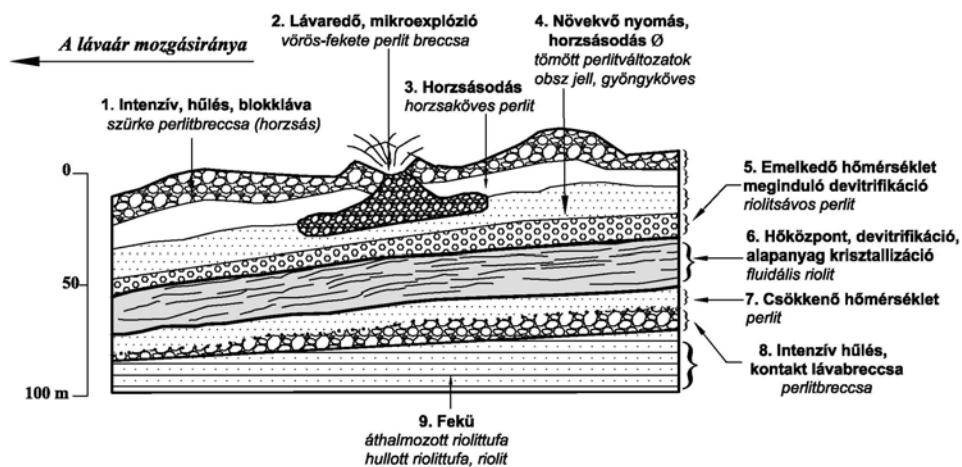
A lávaáramlás külső részeinek esetében a breccsásodás mélységét a litosztatikai nyomás és a láva hőmérséklettől függő plaszticitási képessége befolyásolja, melynek függvényében a külső breccsás öv több 10 mélyséig lehúzódhat (6.10. ábra). A szubmarin lávalebenyek esetében a hialoklasztizálódott öv vastagsága, a test méretének és az olvadékutánpótlásnak a függvénye. Akár a test egészére is kiterjedhet, fragmentáció mentes, belső tömeg kifejlődése nélkül.

A közbenső, átmeneti övet a hőmérséklet emelkedésével lamináris áramlás által kihengerelt devitrifikációs, litofizákban gazdag fáciesek (szferolitos obszidián, perlit) megjelenése jellemzi.

A *lávabelső* homogén riolit (szferolitos riolit, vörös riolit) megjelenése 50 méternél nagyobb mélységben várható (6.9, 6.10 ábra). Szubmarin környezetben kisebb vastagságú, intenzíven túlhűlt, teljesen üveges lávalebenyek jöhetnek létre.



6.9. ábra Egy savanyú lávaár szerkezete és fáciesövei (CAS & WRIGHT 1987, BONNINCHSEN & KAUFMANN 1987 alapján módosítva SZEPESI & KOZÁK 2008)



6.10. ábra Egy savanyú lávafolyás középső zónájának fáciesövei és folyamatai (SZEPESI & KOZÁK 2008)

Test típusa, méret	Fácies helyzete	Fáciesek	Szerkezet	Előfordulás
Lávaárak A paleovulkáni lejtőadottságoknak megfelelően elnyúlt morfológia jellemző. A fáciesek elrendeződése a hőkiáramlás irányaira merőleges (vertikális fáciessorrend). <i>Méret (ORTH & MCPHIE 2003):</i> <i>kisebb testek:</i> ~ km hosszúság 50-80 m vastagság <i>közepes testek</i> 3-5 km hosszúság 60-150 m vastagság <i>nagy testek:</i> 5km < hosszúság 100- 300< m vastagság	Szubareális	külső	talus (blokkláva) horzsás-breccsás mikroexplóziós breccsa	USA: Big Obsidian flow, Új Zéland : Ben Lomond, Haumingi Olaszo: Rocche Rosse Örményország: Aragats, Atis Gutanzar
		külső	talus (blokkláva) tömör vagy breccsás üveg	
		közbenső	üveg (obszidián vagy perlit)	
			szferolitos, felzites üveg	
	belső	riolit	Oszlopos, és változó mértékben fejlett lemezes-pados.	
	Szubmarin	A fáciestani és egyéb jellemzők megegyeznek a szubmarin lávadómokéval.		Olaszo.: Ponza, Görögö.: Milos,

6.2. táblázat A lávaárak jellemzői a térfoglalási környezetek függvényében (irodalmi hivatkozások 2.2 táblázatban)

Az elmondottakat összegezve az üveg-riolit arányokat a felszínközeli vagy felszíni kifejlődés határozza meg. A legkisebb hűlési ráta a kürtő közelében mérhető. A lefojtott környezetben, a nagyobb hőtartalék okozta lassú hűlés miatt, a keskeny kontaktzónák kivételével szinte az egész anyag devitrifikálódik, a létrejövő riolit aránya a 90%-ot is meghaladhatja. Felszíni körülmények között gyorsabb hűlés miatt az üveg-riolit megoszlás a test méretétől függően tág határok között változhat. Kisebb dómok, lávalebenyek akár teljesen üvegesek is lehetnek, a méret növekedése a riolitos „mag” arányának növekedéséhez vezet. A lávaárak esetében vastagságtól függően a nagyobb hőmérsékletű, intenzív devitrifikációt szenvedett belső részletek aránya 8-70 % között ingadozik (MANLEY & FINK 1987, ORTH & MCPHIE 2003).

7. KÁRPÁT MEDENCEI SAVANYÚ VULKANIZMUS GEOKRONOLÓGIAI ÉS SZTRATIGRÁFIAI VÁZLATA

A Kárpát-medence szerkezeti felépítésének alapköveit a Közép-Magyarországi vonaltól É-ra elhelyezkedő Alp-Kárpáti-Pannoniai egység, valamint a D-re található Tisza-Dácia lemeztömb képezik. A preneogén szerkezeti fejlődést a Thetys többlépcsős kinyílásának és az egyes litoszféra elemeknek a Thetys régió belüli helyzete határozta meg (FÜLÖP 1989). A neogén során korábban egymástól távol elhelyezkedő mikrolemezek közeledése, egymás mellé kerülése, és az Európai-előtérrel történő ütközése vezetett a Kárpáti-orogén ív kialakulásához a medence területén pedig az időben elhúzódó vulkáni aktivitás termékeinek felszínre kerüléséhez.

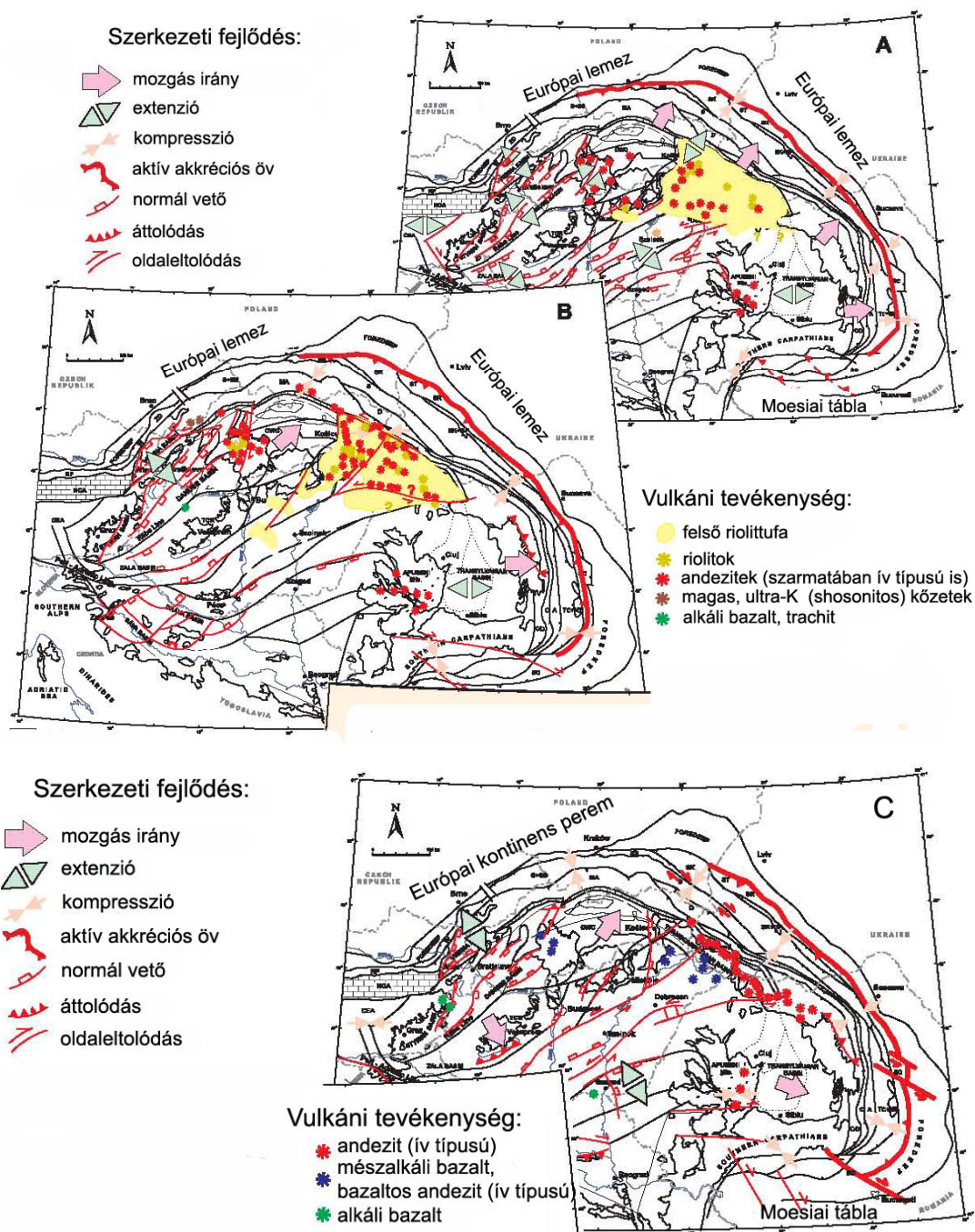
Az Afrikai és Eurázsai lemez közeledése miatt erősödő kompresszió hatására az alsó-miocéntól kezdve megkezdődött a flismedencék anyagának takarókká gyűrődése. Az egymás mellé került, a Közép-Magyarországi vonal mentén érintkező lemezek paleomágneses vizsgálatok alapján egymáshoz viszonyítva eltérő rotációs mozgást végeztek, az ALCAPA mikrolemez az óramutató járásával ellentétes (*ottnangi-kárpáti* 50° , *kárpáti-bádeni* 30°), a Tisza-Dácia azzal megegyező mozgással (*középső miocén* 70°) (SEGHEDI ET AL. 1998, 2004). A lemezmozgásokkal együttjáró litoszféra extenzió eredményeként savanyú mészkáliai működés kezdődött (*20 millió év, 7.1.táblázat*), amelyet időbeli eltolódással követett az intermedier közetolvadékok felszínre kerülésének megindulása (*16 millió év*).

Kor	Sztratifráfia		Vulkáni tevékenység		Tektonikai események	Magma forrás
	Korszak	Rétegtani Egységek (formációk)	Északi-khg (Ny-i rész) Pannon-medence	Eperjes-Tokaji-hg, -Vihorlát Beregszász		
8	Pannon					↑ 3. Szubdukciós metasomatózist szenvedett litoszférikus köpeny? + 2. Kéreg anatexis + 1. Asztenoszféra dekompressziós megolvadása
10		Vizsolyi, Cserehádi riolit tufa Amadévári Andezit, Tarcai Dácit				
12	Szarmata	Galgavölgyi r. tufa, Kékesi Andezit	3.			
14		Hársányi r. tufa Gyöngyös-solymosi riolit Csákánykői, Nagyhársasi, Hasznosi Andezit	S.ülthely riolit tufa, Füzérkajatai Andezit Vágáshutal Dácit			
16	Bádeni					
18	Kárpáti	Tari Dácittufa	2. "középső"			
18	Ottngangi	Gyulakeszi Riolit tufa F.	1. "alsó"			

7.1. táblázat A vizsgált területek savanyú és intermedier vulkáni termékeinek időbeli tagolása a lehetséges olvadékgenerációs mechanizmusokkal (SEGHEDI ET AL. 2004, HARANGI & LENKEY 2007 alapján módosítva) A formáció beosztás alapját GYALOG & BUDAI (2004) munkája képezte

A flistakarók gyűrődésének fiatalodásával a vulkanizmus is K-DK-i irányban fiatalodott (SZÁDECZKY ET AL 1967, PÉCSKAY ET AL. 1995, 7.1. ábra). A megelőző, egész medencében azonosítható savanyú tufaszinteket eredményező vulkáni tevékenység egyre keskenyebb felnyílási zónákra korlátozódott (pl

Vizsolyi, Cserehádi Riolittufa Formációk). Az ÉK-i Kárpátoktól, pedig már csak a mészkáli andezitvulkanizmus termékei jelentkeztek, amely az olvadékgenerációs folyamatok jellegének megváltozását jelezte.



7.1. ábra A Kárpát-medence szerkezeti viszonyai és vulkanizmusa felső-bádeni-szarmata (A), a szarmata (B) és a pannon (C) korszakban (KONECNY ET AL. 2002). Az ábrásor a vizsgált feltárások koradatai alapján fontos időszakokat szemlélteti

A Kárpát-Pannon térség magmás tevékenységének lemeztektonikai értelmezésében az 1970-es évektől gyarapodó felismerések – a flisövezet akkréciós szerkezeteinek értelmezése, az általánosan szigetív rendszerekre jellemző nagy mennyiségű intermedier vulkanit, az elvékonyodott medencekéreg magas hőáram értékei – a szubdukció és ívmögötti, extenziós medence modell egyre szélesebb körű alkalmazását eredményezték (LEXA & KONECNY 1974, STEGENA ET AL. 1975, BALLA 1980). Az egyre letisztultabb kép birtokában azonban megállapítható a lemezmozgások bonyolultsága miatt a térben és időben összetett tűzhányótevékenység egyetlen modellel nehezen írható le (HARANGI & LENKEY 2007, KARÁTSZON 2007). Az orogén ív menti és a medence belső vulkáni közeteiben észlelhető geokémai jellegváltozások alapján több szerző a Kárpát-Pannon térség Ny-i részének és a medence terület esetében az olvadékok kialakulásában az extenzióhoz kapcsolódó, a köpeny-litoszféra határ felemelkedése által gerjesztett dekompresziós oladási folyamatokat tartják elsődlegesnek (HARANGI 2001, HARANGI ET AL. 2005, HARANGI & LENKEY 2007). A kéreg alsó határán akkumulálódó magas hőmérsékletű bázisos olvadékok anatexist okozva nagy tömegű savanyú mészkalkáli magma kialakulásához járultak hozzá (HARANGI 2001). Ez látható KONECNY ET AL. (2002) felosztásában is: *areális*, extenzióhoz kötődő (savanyú és intermedier) *ív típusú* szubdukciós eredetű (bazaltos andezit-andezit), valamint vizsgálatainkban mind területileg, mind a geokémia jelleg alapján is távoli *alkáli bazalt* vulkáni termékeket különítettek el.

Az esetleges szubdukció segíthette az extenzió vezérelte folyamatokat, vizes fluidumokat (*szubdukciós metaszmatozisz*) szolgáltatva a fölötté elhelyezkedő köpenyanyag számára. További szerepet kaphattak a kompressziós lemezszegélyek mentén letört kéregdarabok, amelyek az olvadékáramlási rendszer instabilitását növelhették (SEGHEDI ET AL. 1998, 2004).

7.1 A savanyú mészkalkáli vulkanizmus formáció-sztratigráfiai alapegységei

Vulkáni hegységeink egységes rétegtani feldolgozása a földtani térképezési, nyersanyagkutató munkák befejezése után (1970-es évek vége) sokáig váratott magára. A folyamatosan bővülő radiometrikus koradatok és a szórványos biokronológiai információk segítségével sikerült lehatárolni az alapvető rétegtani egységeket (GYALOG & BUDAI 2004).

A képződményeket három hierarchikus csoportra osztva a legnagyobb átfogó kategóriaként a *formációcsoport* jelentkezik, amely a nagyobb tektonikai eseményekhez kapcsolódó anyagszolgáltatási periódusokat foglalja magába. A következő kisebb egység a *formáció*, amely az előző nagy anyagszolgáltatási periódusok egységes közettani bélyegekkel, geokémiai karakterrel (neutrális, savanyú) rendelkező egységeit jelenti (riolittufa szintek, andezit rétegvulkáni sorozatok). A hierarchia legvégén a környezetüktől elkülönülő, viszonylag homogén vulkáni testek állnak, amelyek a *tagozatokba* tartoznak (pl. összesült ártufa testek, savanyú lávák). A MÁFI által kiadott, a teljes országot lefedő 1:100 000-es földtani térképsorozat már az új (részben még csak javaslatként szereplő GYALOG & BUDAI 2004) formáció felosztás alapján készült.

A neogén savanyú vulkanizmus legelső, az alsó-miocén eggenburgi-ottnangi emeletében képződött a *Gyulakeszi Riolittufa Formáció* (alsó riolittufa, $19,6 \pm 1,4$ millió év, HÁMOR ET AL. 1979, 7.2 táblázat). Termékei szubareálisan

felhalmozódott, összesült, áthalmozott ártufák. A képződménycsoport vastagsága 30-100 m. Elterjedési területei a Dunántúlhoz (Dunántúli-dombság, Mecsek környezete) és az É-középhegységhez (Bükkalja, Salgótarjáni-medence stb.) kapcsolódnak.

Ezt a középső miocén (felső-kárpáti - alsó bádeni), a Kárpát-medence neogén magmatizmusának intenzitás maximumán képződött *Tari dácittufa Formáció* (középső-riolittufa) követte, kora $16,4 \pm 0,8$ millió év. A változatos vastagságú (20-100 m) és összetételű (dacit – riodacit - riolit) rétegsor a medencét borító sekélytenger üledékeivel fogazódik össze. Ennek megfelelően a vulkáni termékek szubareálisan felhalmozódott hullott és változatosan összesült ártufák, valamint az áthalmozott és szubmarin termékek. Elterjedését tekintve hazánk majdnem minden területén megtalálható, a mélyebb medence területeken fiatalabb vulkanitokkal és üledékekkel fedve (Mecsek környezete, Bükkalja, Alföld).

A felszíni legidősebb miocén riolitos lávaközetek a Mátrában találhatók és az alsó bádeni ($15,9 \pm 0,5$ millió év) korú Gyöngyösolymosi Riolit Formációhoz tartoznak. Felszínen Gyöngyösolymos és Lőrinci települések ($14,83 \pm 0,5$ millió év) környezetében fordulnak elő (7.2 ábra). A bádeni idején ezenkívül a Tokaji-hegységben képződtek riolitok. Ezek a Sátoraljaújhelyi Riolittufa Formáció Végardói Riolit tagozatába tartoznak, koruk felső-bádeni, $13,3 \pm 0,4$ millió év (PÉCSKAI ET AL. 1987, 7.2. táblázat).

A Bükkalján az összesült változatok mennyisége a *Bogácsi Tagozat* elkülönítését tette indokolttá. A ciklus utolsó, még egységes vezérszintként azonosítható tagja a szarmata ($13,7 \pm 0,8$) *Galgavölgyi Riolittufa Formáció* vagy felső riolittufa (a bükkalján *Harsányi Riolittufa Formáció* GYALOG & BUDAI 2004), riodacitos-riolitos összetételű továbbra is sekélytengeri üledékekkel asszociálódó szubareális-szubmarin sorozata. Szinte az ország egész területén kimutatható, a középhegységi zónában felszínre bukkan, a medenceterületeken mélyfúrások tárták fel. Vastagsága változó, 1-80 m közötti.

E ciklusba tartozóként értelmezhető, de sokkal vastagabb rétegsort hozott létre a Tokaji-hegység explozív vulkanizmusa. A felső riolittufa alsó részének a *Sátoraljaújhelyi Riolittufa Formáció* változatosan összesült tagozatai (Mikóházi, Csattantyúi stb.) felelnek meg, míg felső részével, a 350-500 m vastagságot is elérő Hegyaljai formációcsoportba tartozó *Szerencsi Riolittufa Formáció* analóg. Ez főként ártufa jellegű kőzeteket és ezeknek különböző változatait (összesült, áthalmozott, stb.) foglalja magába, amely alapján további 7 tagozatra osztható (pl. Erdőhorváti, Kékedi stb.).

A riolittufa kitörések utolsó csoportjába a már egységes szintként nem jelentkező, vékonyabb rétegösszletekből álló formációk tartoznak. Ilyen a *Vizsolyi Riolittufa Formáció* (11 millió év) és a *Csereháti Riolittufa Formáció* (9-10 millió év). A Vizsolyi tufa alsó pannon üledékes rétegsorral összefogazódó felső része a Csereháti tufa analógja lehet.

A szarmata lávaközetek csak a Tokaji-hg környezetében és az ukrán-magyar határ mentén (Kaszonyi-hegy, Beregszász) kerültek felszínre. Az alsó-szarmata hullott és ártufát szolgáltató explozív vulkáni működés után (Gelénes–1. fűrés 7.2 ábra) felszínre került kőzetek genetikájuk alapján két tagozatra oszthatók. Az extruzív és effuzív vulkáni működés riolit dómjai és lávaárai a *Szerencsi*

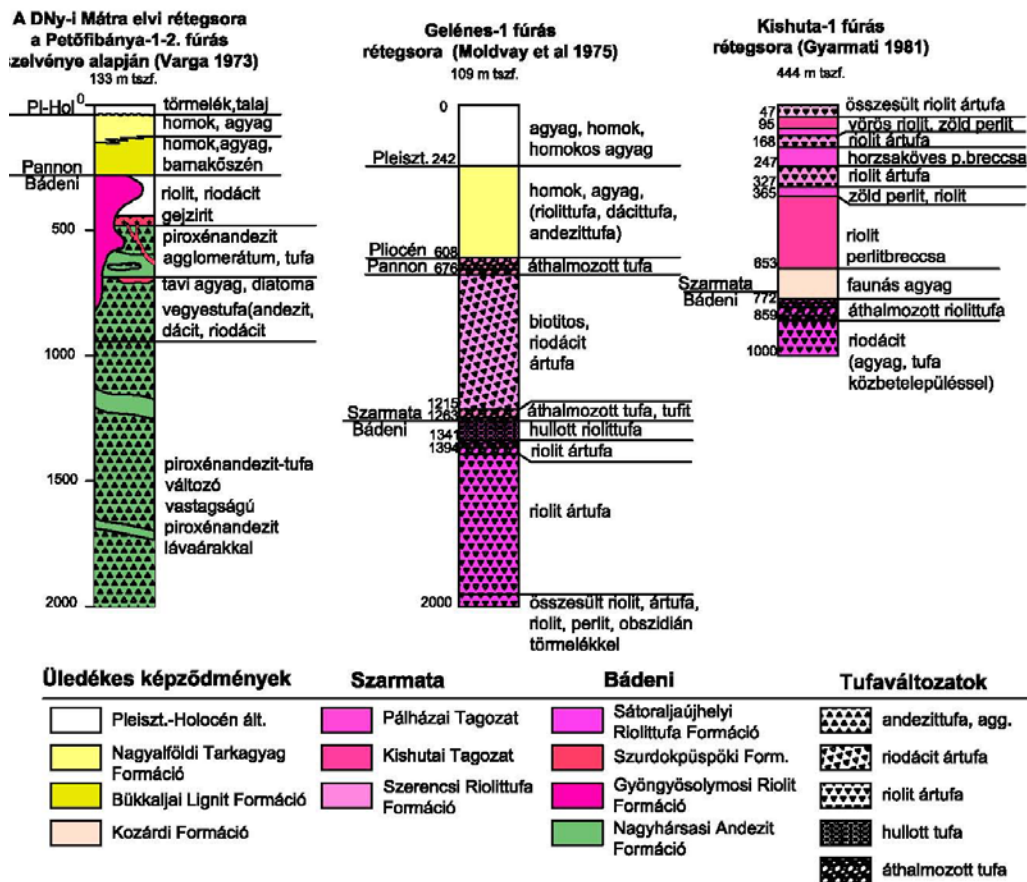
Riolittufa Formáció Kishutai Riolit Tagozatába sorolhatók. Vastagságuk a Kishuta-1. fúrás rétegsora szerint a 300 métert is elérheti (7.2 ábra). Az üveges, változó mértékben perlitesedett változatok a *Pálházai Tagozatba* tartoznak. A sorozat kora felső szarmata-alsó pannon (12,3-10,8 millió év közötti).

A Tokaji-hg déli részén a lavinatufára települő lávaközetek (hablávák, perlitek) eróziós roncsai a *Vizsolyi Riolittufa Formáció Sulyomtetői Tagozatát* képviselik. Legnagyobb vastagságuk az abaújszántói Sulyomtetőn a 137 m vastagságot ért el (PANTÓ 1966.), koruk $11,6 \pm 0,4$ millió év.

Formáció-csoport	Formáció	Tagozat	Területi egység	Lelőhely	Radio-metrikus kor	Emelet	Vulkáni test típusa
	Cserehádi Riolittufa		Cserehát, Tardonai-dombság		9-10 millió év	alsó-pannon	hullott riolit, riódácittufa
Tokaji Vulkanit	Vizsolyi Riolittufa („legfelső” riolittufa)	Sulyom-tetői tagozat	Abaúj-szántó	Sátor-csúcs Sulyom, Sátor-lába,	11,3±0,5, 11,6±0,4	felső-szarmata alsó-pannon	lávaár
					11,2±0,5		lavinatufa, hullott és áthalm. tufa
Hegyaljai Vulkanit	Szerencsi Riolittufa (felső riolittufa)	Kishutai Pálházai	É-Tiszántúl	Kaszonyi-hegy Bégány	11,3±0,5 12,8 12,7	alsó-szarmata-alsó pannon	lávaár
			Mád-Bodrog-keresztúr	Harcsa-tető, Lebuj csárda Dereszla Terézia-domb	10,8±0,5 11,6±0,6, 11,8±0,4 12,1±0,5		dóm, lávaár
			Szerencsi-sziget	Őr-hegy-Somos	11,3±0,4 11,7±0,5		dóm, lávaár
			Erdőbénye-Erdőhorváti	Nagy-Páca, Ehorváti-13. fúrás 106-114,8m O.liszka-Tolcsva között	11,0±0,4 11,2±0,5 12,2±0,4		lávaár
			Telkibánya-Pálháza	Cser-hegy Susulya-tető, Kishuta-1. 444-450 m, Kőkapu	11,7±0,3 11,7±0,4 12,0±0,5 12,1±0,5		dóm, lávaár
		Füzérk.-i, Erdőhorváti, A.szántói, Kékedi	Tokaji-hg, É-Tiszántúl	Tállya 15 518-556 m B.keresztúr Kakas-hegy	12,0±0,8 12,8±0,5	ártufák, összesült, hullott és áthalm.	

Formáció-csoport	Formáció	Tagozat	Területi egység	Lelőhely	Radio-metrikus kor	Emelet	Vulkáni test típusa
Nyírségi Vulkanit	Sátoralja-újhelyi Riolittufa (<i>felső-riolittufa</i>)	Végardói Riolit	Tokaji-hg, É-Tiszántúl	Sárospatak-Ciróka Kovácsvágás-Baradla	12,9±0,4 13,8±0,5	felső-bádeni	extruzív dóm lávaár
		S.újhely-8.fúrás 241-246m		11,8±0,6	változóan összesült ártufák, hullott és áthalm riolit és riodácit tufák		
		S.újhely-Vár-hegy		12,4±0,8			
		Sárospatak-Somlyód Kovácsvágás Hallós-völgy,		13,3±0,4 14,6±0,8			
	Harsányi Riolittufa (<i>felső riolittufa</i>)		Bükkalja		14,6-13,5	bádeni-alsó pannon	
	Galgavölgyi Riolittufa (<i>felső riolittufa</i>)		Dunántúl, É-M.o., Alföld		13,7±0,8	szarmata	ártufa, agglomerátum, áthalm. tufit
Mátrai Vulkanit	Gyöngyös-solymosi Riolit		Mátra	Lőrinci Gyöngyös-solymos	14,8±0,5 15,9±0,5	alsó-bádeni	lávaár, kriptodóm
	Tari Dácittufa (<i>középső riolittufa</i>)	Bogácsi	Bükkalja		17,5-16,0-	felső-kárpáti-alsó bádeni	összesült ártufák
			DunántúlÉszak-Magyarország, Alföld		16,4±0,8		ártufák (részben vízi)
	Gyulakeszi Riolittufa (<i>alsó-riolittufa</i>)		Mecsek, Észak-Mo, Alföld		19,6±1,4	eggenburgi -ottnangi	hullott és ártufák

7.2. táblázat A savanyú vulkanizmus vulkanosztratigráfiai egységeinek radiometrikus koradatai (GYALOG & BUDAI 2004, HÁMOR ET AL. 1987, PÉCSKAI & MOLNÁR 2002, PÉCSKAY ET AL. 1987, SZÉKYNÉ FUX ET AL. 1987, SEGHEDI ET AL 2001) Az értekezéshez készült elemzések vastaggal kiemelve



7.2. ábra A vizsgált vulkáni területek mélyfúrásainak vulkanosztratigráfiaiilag tagolt rétegsorai
Források: VARGA 1973, M 1:10000 Rózsaszentmártoni földtani térképlap, M-34 Kisvárdai M 1:100000 földtani térképlap MOLDVAY ET AL. 1975, Tokaji hegységi perlit prognózis GYARMATI 1981

8. A VIZSGÁLT ELŐFORDULÁSOK FÁCIESTANI, SZÖVETI JELLEMZÉSÉNEK ALAPELVEI

Az értekezés terjedelmi korlátai miatt nincs lehetőség a kijelölt 5 előfordulás, minden témakörre kiterjedő leíró jellemzésére, majd az ezt követő összehasonlításra. Mivel az elsődleges célkitűzés a fáciestani vizsgálat volt, a többoldalú szöveti jellemzés minden előfordulásnál megtörtént. A telkibányai Ósva-völgyről nemrégiben megjelent publikáció (Szepesi & Kozák 2008) lektorálási folyamata során nyilvánvalóvá vált (ILKEYNÉ PERLAKI E. & ZELENKA T. szóbeli és írásbeli javaslatai), hogy a tartalmi szempontok és a terjedelmi korlátok figyelembe vételével ez célszerűen táblázatos formában kivitelezhető. A táblázatok felépítése két fő részre bontható, a leíró jellemzés valamint a genetikai értelmezés elemeire, amelyek a fáciesek vizsgálatának módszertani fejezetében szereplő szempontok alapján a következők:

a, a leíró jellemzése elemei

- Fácies megnevezése
- Szín szerkezet: terepi vizsgálatok és a kézipéldányok jellemzése (4.2. 4.3. 4.4. táblázat)
- Szöveti jellemzők: mikroszkópi jellemzés, kiemelt szempontként a hülési folyamat szöveti struktúrái (4.6, 4.7. táblázat)
- Porozitás: A hólyagüreg generációk és a mikroporozitás jellemzése,

b, a szöveti jellemzők tér és időbelisége, értelmezése

- Térbeli kapcsolatrendszer: a térfoglalási folyamat térbeli rekonstrukcióját lehetővé tevő szerkezeti-szöveti jellemzők
- Időbeli kapcsolatrendszer: A térfoglalási folyamat időbeli rekonstrukcióját lehetővé tevő szerkezeti-szöveti jellemzők (4.4. táblázat)
- Értelmezés: A fácies paleovulkáni dóm (szubareális, szubmarin, kriptó) illetve lávaármodellbe illesztése (6.1, 6.2 táblázat, 6.4, 6.10. ábra)

A fáciestani és mikroszkópi-szöveti vizsgálatok táblázatai önálló fejezetcímekkel kerültek számozásra. Szöveges értékelésükre részben ezt követően, a térfoglalási folyamatok feltárásonkénti jellemzésénél, részben a szöveti vizsgálatok összehasonlító fejezeteiben kerül sor.

Szintén csak összehasonlító jellemzésre nyílt lehetőség a fácies és területi geokémiai sajátosságok esetében. A dolgozatot a kutatás további lehetőségeinek vázlatos ismertetése zárja.

9. Fáciestani vizsgálatok a lőrinci Mulató-hegy riolitján

A Mátra hegység fokozatosan lealacsonyodó DNy-i szárnyán, a Zagyva bezökent völgye és a Rózsaszentmártoni-medence között, utolsó vulkáni tagként emelkedik a 208 m magasságú Mulató hegy. Hasonló, részben szubvulkáni, riodácitos karakterű testek Petőfibánya irányában É-felé is jelentkeznek és valószínűleg ugyanazon vulkáni ciklus termékei.

Az előfordulás első kutatói SZABÓ és SZTERÉNYI (1885) voltak, akik a legegyszerűbb gömbös - szferolitos változatot a Mátra és Selmeczi-hegység egyéb, hasonló struktúrájú, de andezites eredetű képződményeivel együtt vizsgálták. A riolitok és andezitek első monografikus jellegű petrográfiai és geokémai jellemzését MAURITZ (1909) készítette el. A kőzetanyag leírása megtalálható VENDL (1927) a történelmi Magyarország riolit előfordulásait összefoglaló munkájában is.

A Petőfibánya környékén a múlt század 30-as éveiben indult, majd a II. világháború után folytatott barnaköszén kutatás a vulkáni képződményekkel kapcsolatban is nagy mennyiségű adatot szolgáltatott. Ekkor került lemélyítésre a DNy-i hegységrész rétegvulkáni alapszelvényének tekinthető 2000 méter mélységű Petőfibánya–1 fúrás (7.2 ábra), amely talpig vulkáni kőzeteket harántolt. A Mátra hegységben a 70-es évek elejéig tartó, VARGA irányításával végzett nyersanyagkutató-térképező munka keretében területünkön lehatárolták az egy ciklusban felszínre került Lőrinci-Petőfibánya környéki riolit-riodácit testeket. Tisztázták a különböző savanyú tufák és andezitek települési viszonyait. A képződmények leírását a Rózsaszentmárton 1: 10 000-es méretarányú térképlap és magyarázó (VARGA 1973), valamint a Mátra-hegységről készült összefoglaló monográfia (VARGA ET AL. 1975) tartalmazza.

9.1 Vulkanotektonika-sztratigráfia

A Mátra legidősebb neogén vulkáni képződményének az *ottnangi* alsó riolittufa tekinthető, de származásban még a hegység területen kívüli centrumok valószínűsíthetők. Az erre települő andezites vulkáni felépítmény épülését meghatározó szerkezeti vonalak közül legfontosabb a K-i Mátrát ÉK-DNy irányban átszelő Darnó-öv. A Ny-i Mátra felépítésben domináns a kárpáti andezit összlet (*Hasznosi Andezit*), melynek kialakulásában VARGA ET AL. (1975) az ÉÉK-DDNy irányú szerkezeteket tételezett föl.

A Ny-Mátra mai morfológiai képet meghatározó rétegvulkáni összlet kialakulása a *Nagyhársasi Andezit Formáció (középső andezit)* agglomerátumok és láváarak váltakozásával jellemezett sorozatával kezdődött a bádeni idején (7.2 ábra). A KÉK-NyDNy csapás irányú árokrendszer mentén felszínre került összlet vastagsága általában 500-1000 m közötti, de a Mulató-hegy környékén, a bezökent Zagyva völgy területén mélyült Petőfibánya–1. fúrás rétegsora szerint a 2000 m-t is meghaladhatja. Míg a Gyöngyösoroszi–2 fúrás már 360 méternél elérte az üledékes aljzatot, addig a vizsgált előfordulás közelében mélyített Petőfibánya–1. fúrás 1870 méternél sem jutott ki az intermedier vulkáni tömegből. Andezitek a Mulató hegy csúcsa közelében is megtalálhatók, de nagyobb tömegben ettől északra jelentkeznek (apci Kopasz-hegy, Szőlő-tető). Gyakori a vulkanizmussal

egyidejű vagy azt követő átalakulás (kloritosodás, oxidáció, kovásodás). Ritkán savanyúbb (dácit) piroklasztit betelepüléseket is tartalmazhat.

A *középső-andezitnél* fiatalabbak a vizsgálat tárgyát képező, a Mátrában alárendelt, a *Gyöngyössolymosi Riolit Formációhoz* tartozó savanyú lávaközetek. A névadó településtől É-ra található Kis-hegy a Kaszonyi-hegycsoportéhoz hasonló méretű, tufaszolgáltatással induló, majd több lávaár kifejlődésével folytatódó típusos szubareális centrum ($15,9 \pm 0,5$ millió év, ld. 7.2. táblázat) erodált maradványa. A Lőrinci környezetében jelentkező, fiatalabb ($14,83 \pm 0,46$ millió év), riodácitos, 40-50 m vastagságot elérő testek az agglomerátumos középső-andezit összletet áttörve (Vöröskő-tető), részben abban megrekedve (petőfibányai testek, Mulató-hegy) sekélyszubvulkáni-szubmarin képződmények.

A Lőrincitől–Petőfibányáig nyomozható riolit-dácit testek csapása a beszakadási öv irányaira közel merőleges. VARGA (1973) földtani térképén szereplő törésirányok a petrográfiailag azonos jellemzőkkel bíró kőzeteket kötik össze, feltételezve azok közös hasadékrendszerhez tartozását. A Petőfibánya-Mulató-hegyi riolitok esetében ezek csapása É-D-i, a Vöröskő-tető közelében ÉÉNy-DDK-i.

A fiatal „fedőandezit” hasadékvulkáni tevékenysége csak a K-i Mátra területére korlátozódott. Az egyidejű, intenzív vulkáni utóműködés gejziritek, hidrokvarcitok kiválása mellett (*Szurdökpüspöki Formáció Gyöngyöspatai Tagozat*), a lávaközetek agyagászványos, szulfidos elbontását, érces kőzettelérek (Gyöngyösoroszi) és kálitrachit képződéséhez vezetett. A szarmata emelettől megindult a terület lepusztulása, majd a kibillent vulkán szerkezetbe a képződmények erodált felszínét elborítva benyomult a Pannon-tenger, amely a *Bükkaljai Lignit Formáció* D felé, Ecséd irányában kivastagodó (200→500m) széntelepes rétegsorának lerakódását eredményezte. Az agyag, aleurit és homok váltakozásából álló telepmentes felső része a *Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció Rózsaszentmártoni Tagozatába* sorolható (GAJDOS & PAP 1996). Ez a riolit fedőkőzeteként a bánya felső udvarában is megjelenik.

A vulkáni formakincs átalakulása már a bádeni paroxizmust követően megkezdődött. A hegység aszimmetrikus kibillenését már MAURITZ észlelte (1909). A Ny-i Mátrával kapcsolatban ID. NOSZKY (1927) megállapította, hogy „a látszólagos külső formák, kúprészletek, ormok, kimagasló, meredek tetők, gerincek semmi egyebek, mint kiesztergált takarórészletek”. KARÁTSZON ET AL. 2001 vető irány mérései a posztvulkáni elmozdulások esetében ÉNy-DK-i kompressziós és ÉK-DNy-i extenziós hatásokat ítélték meghatározónak, de kialakulásuknál egyértelmű időpontot nem tudtak megadni (középső-miocén után). A területünket határoló Zagyva-árok bezökkenéséről több adat áll rendelkezésre, amely az új-stájer orogén fázis után a szarmata-alsó-pannon határon következett be, ÉNy-DK-i irányú extenzió következtében (BENKOVICS 1991). A Nagyhársas lábától 400 m-re az andezit sorozat már 370 m-re zökkent le. Ilyen mértékű elmozdulások Petőfibánya vonaláig követhetők. A Pb-1 számú fúrás rétegsora alapján az É-D-i csapású vetők magassága már csak 100 méter körüli (VARGA ET AL 1975).

9.2 A Mulató-hegy lávafáciasei

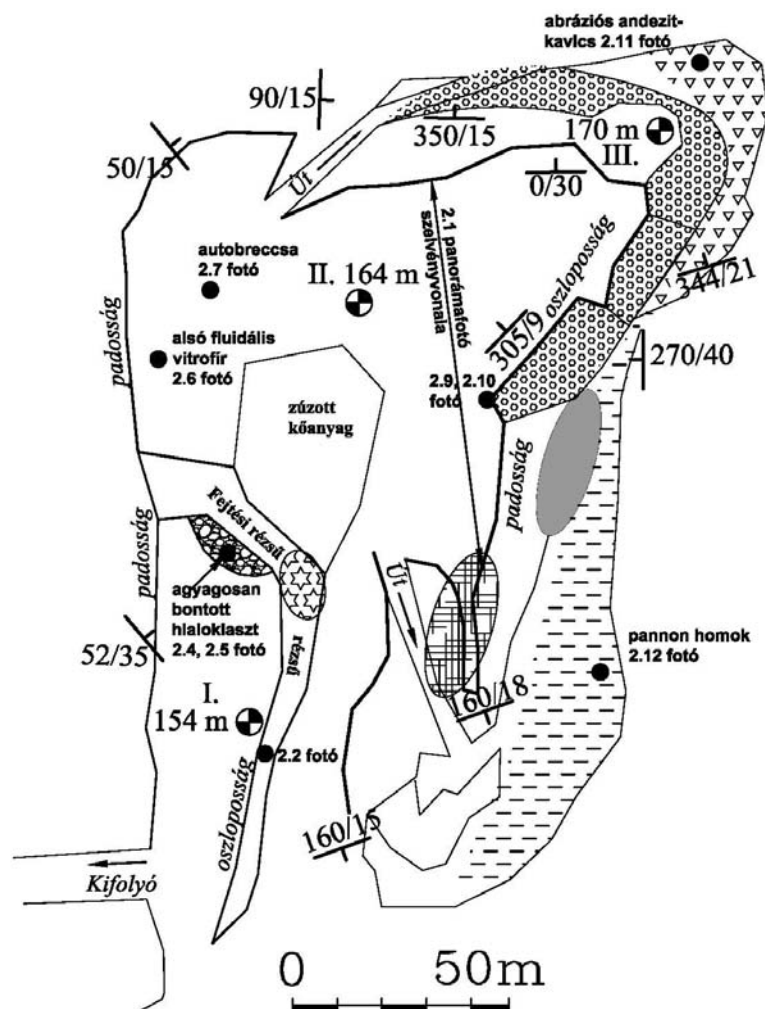
A díszítőkőként több évtizede közkedvelt riolit közetanyagba több kisebb bánya mélyült. A felhagyott kőfejtők egy részét meddővel és salakkal töltötték fel. A Mulató-hegy csúcsához közeli andezit és riolit bányák udvarát a talajosodott törmelék és növényzet tette vizsgálhatatlanná.

Az egyetlen még napjainkban is művelt 150 méter hosszú, többszintes kőfejtő a Mulató-hegy Ny-i oldalán az üledékes fedőjéből exhumálódott test centrális és peremi zónáját tárja fel (9.1. ábra). Fúrások hiányában teljes vastagságáról nem rendelkezünk információval, a jelenleg 3 fejtési fronton működő bánya 35-40 méteres vastagságban harántolta.

Az intenzív művelés évente többszöri mintavételezést tett lehetővé. Részletes mikroszelvény a fáciestanilag legváltozatosabb felső udvarról (164 m tszf) készült 2002-ben, amely 2005-re leművelésre került. Szintén megszűnt a riolitot befedő abráziós konglomerátum és a homok összefüggő fejtési szintje 174 m-en. Viszont a 154 tszf. magasságban, 2004-ben létesített új szintben mintegy 50 m előrehaladással tárta fel a törmelékes andezit összletre települő hialoklaszt jellegű szegélyzónát.

A peremeken a homok folyamatos letakarításával kirajzolódó meredek dőlésirányok segítségével a test eredeti morfológiája is egyre jobban körvonalazódik. Az oldalfalak meredekebb dőlési síkja, az elválási felületek gyakoriságának növekedése azt jelzi, hogy a szabálytalan alakú, peremlein meredek dőlésű (70-80°) falakkal elvégződő testet kívülről intenzív hűtőhatás érte. Ennek megfelelően az üveges szegélyeket, változó mértékben ellapult hólyagüreg generációkkal jellemezhető vörös riolit váltja föl.

A test egészét oszlopos és több irányú lemezes elválási felületek tagolják (9.1. ábra). Ezek sűrűségétől függően posztvulkáni hatásokra a feláramlási zónák környezetében intenzívebb, ezektől távolodva változó mértékű agyagos elbontást szenvedett. Központi részén kis hőmérsékletű szulfidos ércindikáció is kimutatható.



Jelmagyarázat:

	alsó kontakt zóna		abrázíós andezit kavics
	hólyagüregesség		pannon homok
	szulfidos mineralizáció	I.	bányaudvar száma, tszf. magassága
	felső vitrofir		dőlésadatok
	függőleges agyagos elbontási zóna		aktív fejtési front (2002-2006)

9.1. ábra A Mulató-hegyi kőfejtő helyszínrajza, Készült a 2005-ös geodéziai helyszínrajzának felhasználásával. A számozott fotók a 2.1, 2.2 táblán a dolgozat függelékében láthatók.

	A savanyú lávafáciesek többléptékű szöveti jellemzése			A szöveti jellemzők tér és időbelisége, paleovulkáni modell		
Fácies	Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás, hólyagüregek	Terepi megjelenés és kapcsolatok	Időbeli kapcsolatok	Paleovulkáni modell
Fedő képződmények	1. A közeli sötétszürke, oszlopos elválású (dm Ø) andezit abráziós eredetű kavicsanyaga 2. Sárgásszürke laza homok (<i>Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció, Rózsaszentmártoni Tagozat</i>)	1. Hialopilitesszövetű porfirós földpátokkal, magnetit zárványos hiperszténnel, augittal. 2. Kvarc, magmás és metamorf szilikát ásvány törmelék.	1. mikroporozitás 2. lazán illeszkedő ásványtörmelék	- az andezit csak a riolit felszínén az É-részen - a homok a D-i részen a rioliton és a meredek dóm fal mentén is.	- exhumálódott dóm felszín mentén – abrázió és mélyebb vízi üledékképződés nyomai	a Pannon beltő előrenyomulása-hoz kapcsolódó <i>partközeli és mélyebb vízi fáciesek</i>
Vitrofir	Sötétszürke, bársonyfényű a repedések mentén barnás-sárgás kéreggel.	Nagyméretű porfirós földpátok (mm) hialopilitesszövetű vitrofirós alacsonyanyagban, szanidin és oligoklász mikrofenokristályok, magnetit, bontott hipersztén.	–	- szegélyhelyzet	- kontakt jelenségek nem észlelhetők - devitrifikáció mentes	„száraz” környezetben intenzíven hűlt <i>felső dómszegély</i>
Gömbös vitrofir	A sötétszürke vitrofir, koncentrikus, gömbszerű struktúrákkal (globulitok) <i>Globulit</i> : mm-cm méretű struktúrák, világos külső burokkal, egy sötétebb zóna után a magjuk ismét világos. Növekvő mennyiségű a gömb alak torzulását eredményezi (miemitt SZTERÉNYI 1885)	A globulitok anyaga felzites (5-10 µm) alacsonyanyag kristallizációt és limonitos oxidációt mutat. Nukleációjuk fenó és mikro-fenokristályok inhogenitási pontjaitól indult.	a globulitok felszíne mentén zsugorodás (törött fenokristályok)	- a vitrofir és a riolit között átmeneti öv - devitrifikációs front a test felső részén	- devitrifikáció megjelenése - zsugorodás - limonitos oldatmozgás a gömbök felszínén	<i>kriptodóm belső átmeneti zónája</i> egyidejű devitrifikációs és oxidációs folyamatokkal
Vörös riolit	Változó meredekségű, gyakran átmetsző vékonypados-lemezes változó dőlésű (vízszintes, Ny:52/35°, K: 344/21°) és oszlopos (Ø 1m) elválási felületekkel tagolt vörös riolit, több szakaszú hólyagüreg képződéssel. A hűlési és az ellapuló hólyagüreg felszínek összekapcsolódása szabálytalan lefutású elválási felületeket eredményez. A hidrotermális feláramlási zónák környezetében elbontása kihűlési repedésrendszer sűrűsége és a porozitás függvénye.	A vörös színt diszperz eloszlású hematit foltok okozzák. Az alacsonyagrá a globulitoknál durvább szemcseméret, granofiros (50-100 µm) foltok jellemzők. A mikrolitok kontúrjai fokozatosan elmosódnak.	1. a centrális zónában 2-8 cm ellapult hólyag-üregek, álfuidális megjelenés 2. a vitrofiros zóna alatt mm-cm (akár 50%) megnyúlt, gyakran sávokban koncentrá-lódó üregek Az üregfalakon: tridimit, agyagásvány, galenit, szfalerit.	- elvonszolódó oszloposság - lemezes elválási felületek sűrűsége, lefutási irányai - hólyagüreges zóna felső helyzete - meredek dómfal	- oxidáció - intenzív alacsonyag kristallizáció - hidrotermális elbontás - szulfidos ércindikáció	<i>kriptodóm centrális része,</i> intenzív alacsonyag kristallizáció, többszakaszú illóvándorlás és hűlési folyamat, hidrotermális elbontás
Riolit breccsa	Cm –dm nagyságú blokkokból és ezek mentén szabálytalanul illeszkedő törmelékből áll. A blokkok változó mértékben oxidált anyagát a vörös és szürke fázis slíresen váltakozó foltjai, sávjai alkoták.	Az alacsonyag a vörös riolittal megegyező, intenzív alacsonyag kristallizációt mutat (granofir, felzit).	szabálytalanul illeszkedő szögletes darabok között több cm nagyságú üregek	- riolit zóna alsó részén lokálisan - breccsásodás után korlátozott mozgás	- intenzív fragmentáció - szétesés utáni korlátozott rendeződés - agyagásványos elbontás	<i>kriptodóm alsó részének</i> késői olvadátkmozgás okozta <i>lokális autobreccsája</i>
Fluidális alsó vitrofir	Az egyetlen fluidális szövetű változat, amely a fekete és barna sávok (cm) váltakozása rajzol ki. Pados és oszlopos felületek egyaránt tagolják, ezek mentén mm vastagságú elbontási kéreg látható.	A fekete sávokat vitrofir alkotja, a barna sávok az alacsonyag kristallizációs felzites globulitok nyomás és mozgás okozta összekapcsolódásával keletkeztek.	-	- csak az akadály lejtőoldalán - fluidális megjelenés	- alacsonyag kristallizáció - hűlési repedés rendszer	<i>kriptodóm alsó része,</i> terepakadály lejtőrészén „megfolyt” alsó kompakt vitrofir
Alsó hidrotermálisan bontott hialoklaszt	Földes, agyagosan bontott mátrixban az alsó zóna pillow-szerűen elkülönülő legömbölyített darabjai ülnek (5-25 cm Ø). A vitrofir felé a mátrix egyre alárendeltebbé válik. A hidrotermális lebontás a törmeléken mátrix teljes agyagosodását, limonitosodását idézte elő. Az öv vastagsága 1-3 m	Agyagosan bontott szögletes szilánkos üveg-törmelék alkotta mátrix. A vitrofir darabok szöve megegyezik a felső üveges zónáéval, globulitok is megjelennek, de méretük kisebb.	laza, földes mátrix	- kontakt zóna - mátrix-blokk arány változása	- intenzív fragmentáció - globulitok - hidrotermális elbontás, agyagosodás	<i>a kriptodóm intenzíven lehűlt és fragmentálódott kontaktzónája</i>
Andezites feké	Csak lokálisan megjelenő zóna. Törmeléken (dm), a megszilárdulással egyidejű autooxidációs folyamatoknak köszönhetően vörös színű. A riolit feltörése után ezt is hidrotermális elbontás érte. Az újbóli elemobilizáció repedés menti kilúgást, Mn és limonit kiválást eredményezett	Hialopilitesszövetű anyagban zónás ikerlemezes plagioklászok, földpátlécek hematitosodott hipersztének.	mikrohorzsásodott nagy pórustérfogatú, erősen oxidált alacsonyag	Korlátozott megjelenés	- hidrotermális elbontás	<i>Hidrotermális elbontást szenvedett törmeléken feké</i>

9.1. táblázat A lőrinci- mulató hegyi riolit lávafáciesjeinek szöveti, szerkezeti jellemzése és genetikai értelmezése

9.2.1 A Mulató-hegyi lávafaciesek ásványtani-szöveti jellemzői

Szövet típus	IUGS megnevezés	Színtelen kőzetalkotók	Színes kőzetalkotók	Szemcse-méret	Hólyagüregek ásvány-társulásai
hialopilites- (vitro-firos) alap-anyag: 49,7%	alkáli földpát – plagioklász riolit plag+szan+mg	<i>földpát (6,8 %) plagioklász táblás, karlsbadi és poliszintetikus ikrek, gyenge zónásság</i> 1. mm (id) 2. 150-400 µm (id) <i>plagioklász, szanidin mikrofeno-kristályok 42,3%</i> 30-100 µm hosszú* 30-50 µm széles (id)	<i>magnetit négy-nyolcszöges >100-400 µm</i> <i>Vörös pszeudomorfóza</i> <i>hipersztén? 100-600 µm</i>	vitrofir üveges gömbös vitrofir csak a vitrofir – riolit határon üvegben gazdag – üveg tartalmú <i>globulitok mikro és kriptokristályos felzit (>5-10µm)</i> +oxidáció riolit <i>finomszemcsés granofir 50-100 µm, mikrokristályos felzit (>5-10µm)</i> mikrolitok elmosódnak	1. tridimit + agyagásvány (illit-mont-morrilonit) 2 agyagásvány + szfalerit, galenit+ kalkopirit

9.2. táblázat A Lőrinci Mulató-hegyi savanyú kőzetváltozatok ásványtani, szöveti jellemzése, összehasonlító értékelés a 13. fejezetben.

9.3 A szöveti fejlődés és térfoglalás modellje

A mátrai sztrатовulkáni összlet kifejlődésében a riolitok csak epizódikus szerephez jutottak, a bádeni andezites rétegvulkáni sorozat (*Hársasi Andezit Formáció*) kialakulását követően. A Tokaji-hegységgel ellentétben, ahol több hosszú életű, tufát és lávakőzetet egyaránt szolgáltató centrummal találkozunk (pl. Kishuta-Csattantyú-hegy, Erdőbénye-Erdőhorváti) itt csak két kis mennyiségű olvadéktömeget tartalmazó rezervoár jött létre, amelyek tér és időbeli fejlődése, anyagszolgáltatási jellege jelentősen különbözött. A *Gyöngyössolymosi Riolit Formáció* névadó előfordulását képviselő Kis-hegy anyaga a bázistufa és a rátelepülő lávaárösszlet alapján hosszabb szubareális működési periódust bizonyít ($15,9 \pm 0,5$ millió év ld. 7.2. táblázat).

A Lőrinci-Petőfibánya környezetében jelentkező Ny-mátrai riolittestek azonos formációba sorolását a kifejlődés, a sztratigráfiai helyzet, és a koradatok különbségei sem indokolják. A Mulató-hegyi riolit K/Ar kormeghatározása alapján kb. 1 millió évvel tekinthető fiatalabbnak a gyöngyössolymosi Kis-hegy kőzeteinél ($14,83 \pm 0,46$ millió év). Ha Petőfibánya felé található testeket (és a lepusztult szegélyeket) is figyelembe vesszük, akkor sem számolhatunk 1-2 km³ olvadéknál nagyobb tömeggel. A kis mennyiségű és energiájú magma a bádeni árokszerkezet KÉK-NyDNY fő csapásirányára (VARGA ET AL 1975) közel merőlegesen kialakult hasadékrendszer mentén kezdte meg felszínközelbe nyomulását.

A Petőfibánya felé előforduló, egyazon ciklusba tartozó testek esetében a jól látható kontaktzónák miatt a sekélyszubvulkáni jelleg definiálása már

megtörtént. A Mulató-hegy esetében ezek lepusztultak (vagy akkor még nem tárultak fel). A vizsgált előfordulások összehasonlító jellemzésében a szerkezeti elemek elrendeződése nem illeszthető össze a lávaárak térfoglalási modelljével (SZEPESI 2008). A sekélyszubvulkáni jelleg (SZEPESI ET AL. 2006) igazolásához a következő tulajdonságok használhatók fel:

- vékony lemezes elválású peremi részletek sűrűsége
- az elválási felületek dőlésirányai
- fácies arányok
- a breccsás szint jellege
- vitrofir-riolit keskeny átmeneti zóna, a devitrifikációs front kialakulása
- riolit és a pannon homok meredek dőlésű érintkezése

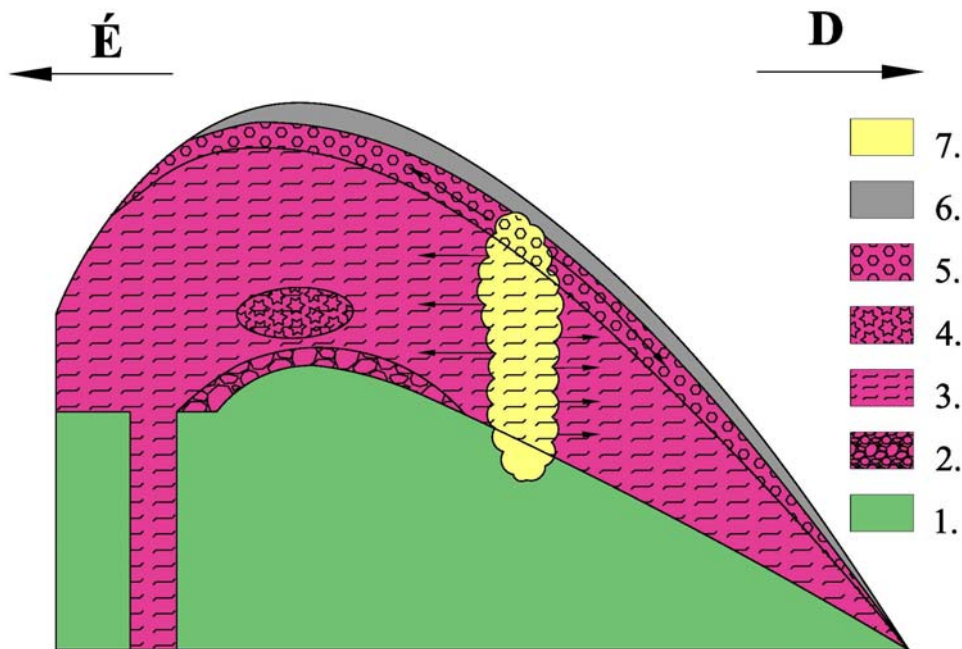
A test ma feltároló méretei alapján (400-260m) É-D-i irányban elliptikusan elnyúlt alakkal jellemezhető. A test keleti és nyugati oldalának meredek (70-80°-os) elvégződése belső riolitos fácies öv lefutási vonalainak felnek meg. Üveges szegély csak a felső zónában jelentkezett, de, breccsásodás mentes, tömött vitrofir jellege a kontaktustól távolabbi helyzetet bizonyít.

Az intruzív térfoglalás egyetlen bizonyítéka a breccsás „in situ” hialoklaszt öv és a monomikt autobreccsa. A két fácies jellemzői megfelelnek a CAS & WRIGHT (1987) által a kriptodómk szegélyzónáira adott definíciónak (9.3. táblázat). A fácies megmaradása alsó kontakt helyzetének köszönhető, míg a test többi részén az oldalsó szegélyfáciesek a szarmata-alsó-pannon erózió alatt lepusztultak, ahogyan ezt a bádeni riolit és a pannon homok egymás mellé kerülése bizonyítja.

Szemcsealak	Eredet	Jellemzők
breccsa – szoros illeszkedésű (szögletes törmelék)	Hirtelen lehűlt, fragmentálódott lávák, kriptodómk, sekélyintrúziók (hialoklasztitok)	Összetételében homogén, nagyon szögletes – szilánkos törmelék, durva blokkoktól, a finom szemcséjű üveges aggregátumokig, kristálygazdag vagy porfíros.
		A törmelék fűrészfog szerű illeszkedése, ott ahol nincs mozgás okozta további újrendeződés a fragmentáció helyszínétől. A nem fragmentált lávával fokozatos átmenet figyelhető meg, vagy néha váltakozó közbetelepülés (tömör, pillow, litoklázisokkal tagolt), idős kőzeteknél kiterjedt elváltozásokkal.

9.3. táblázat A kriptodómk kontakt zónáiban alkalmazott szöveti definíciók (CAS & WRIGHT 1987) A fáciesek eróziós megmaradása és paleovulkáni azonosíthatósága is nagyon jó.

A test hossz tengelye mentén a hialoklaszt lefutása enyhe 15 fokos D-i lejtést bizonyít, a riolit legmagasabb és legmélyebb pontja között is hasonló lefutási vonal követhető. K-Ny-i metszetben a lemezes elválási felületek mindkét oldalon a hossz tengely felé dőlnek (9.1. ábra, 52/35°-330/18°), ami a peremek intenzívebb hűlését és a központi zónájában a további olvadékmozgását bizonyítja. Ezt támasztják alá kis mértékben elvonszolt oszlopok is. Az autobreccsa korlátozott megjelenése (csak az É-i rész) valószínűleg az intrúziós felszín egyenetlenségének és a kihűlőfélben lévő olvadék utolsó mozgásainak következménye.



9.2. ábra A Lőrinci Mulató-hegy oldalszelvények alapján készült elvi szelvénye Jelmagyarázat: 1. Törmelékes andezit összelet (Nagyhársasi Andezit Formáció) Gyöngyössolymosi Riolit formáció: 2. Hialoklaszt 3. Pados, alsó részén oszlopos elválású vörös riolit 4. Szulfidos mineralizáció 5. Hólyagüreges felső zóna 6. Vitrofír, globulitos vitrofír 7. Hidrotermás feláramlási zóna, agyagos bontással A nyílak a hidrotermális feláramlási zónából migráló illóvándorlási irányokat jelölik

Ez a breccsa típus valószínűleg az andezites barrier tetőzónájában, az átbukáskor képződött, még az emelkedő oldalon. A lejtő oldalon már a fekete fluidális változat jelentkezik (ld később). A kis extrúziós ráta az útkereső olvadék ideiglenes nyugalomba kerülését okozta, amely következő ciklus alkalmával a közben lehűlt és a környezetükkel reakcióba lépett zónákat elkülönült foltokká izolálta.

Az előfordulás a többi feltáráshoz viszonyítva egyedi szövevel rendelkezik. Bár a az összehasonlító geokémiai jellemzés önálló fejezet feladata. 14.7. táblázat (155. oldalon) adatai alapján megállapítható, hogy a frakcionációs és asszimilációs folyamatok egyedi karakterű olvadékokat hoztak létre. A viszonylag kicsi, 71-73%-nyi SiO_2 és a nagy összalkália tartalom miatt viszkozitása legkisebb volt a vizsgált előfordulások között. Az alkáliák arányának növekedése összhangban áll a fenokristály generációk kifejlődésével és az összetétel változásával. A plagioklászok savanyodása mellett a riolit esetében ritka hialopilites-vitrofir szövetet kialakító nagytömegű mikrofenokristályok (szan. és sav. plag.) is megjelentek. Ezek kristályosodása a kürtőt elhagyó olvadékban következett be. Fluidális rendezettségük gyakran nem a folyás, hanem terhelés kiváltotta nagyobb kristályokhoz illeszkedés következménye.

A peremeken a gyors hűlés pár méteres vastagságú vitrofír kialakulását eredményezte (fekete szurokkő), a peremi és centális övek közötti hőmérséklet a 300-400 °C-os különbséget is elérte, amely az elemeloszlásban és a szövet

eltéréseiben jelentkeznek. A felső kontaktus környezetében is valószínűsíthető pár méter vastagságú intrúzív breccsa (hialoklaszt zóna), de ez lepusztult. Ha a térfoglalási környezetben nagyobb mennyiségű víz lett volna jelen (szubmarin), elkerülhetetlen lett volna vastagabb riolit-mellékkőzet keverékszóna kialakulása és az anyag intenzív perlitesedése.

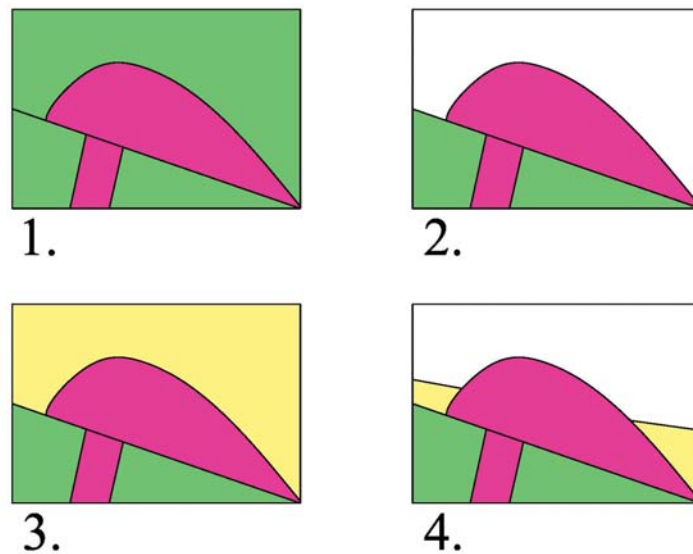
A centrális riolit öv egyenletes hűlést nyújtó feltételei mellett a kőzetüveg krisztallizációjával keletkező felzites-granofiros foltok alakultak ki, amelyek egybemosódnak a mikrofenokristályok tömegével (2.2 tábla).

A nyugalomba került olvadékban a megkezdődő kihűlés, a létrejövő oszlopos és pados elválási felületek a még forró „magból” hőt vezettek a peremi zónába és újból a szolidusz közeli hőmérsékletre hevítette az anyagot. Az egyidejű oxidáció és alapanyag krisztallizáció eredményeként kezdődött meg a globulitok kialakulása, amely intenzitás maximumát a vitrofírban érte el, majd a leghidegebb peremi zónák felé ismét megszűnt.

A könnyenillók nagy mennyiségű többfázisú hólyagüreg képződés tükrözi. Az első generáció (több cm) egyedei, részben a korlátozott mozgás, valamint a terhelés határára teljesen ellapultak. A hűlési közbeni illó migráció a kupolareszen okozott másodlagos hólyagüregképződést. Az alakjukat megtartó, tridimittel burkolt üregek már a nyugalomban lévő olvadékban képződtek a dóm vitrofírral szomszédos tetőrégióban (9.2. ábra). A helyi illó inhomogenitások miatt nagyobb porozitású, csökkent viszkozitású sávok jönnek létre, ezek gyakran váltakoznak tömöttebb részletekkel.

A megszilárdulást követően a fácieseket intenzív kőzetelbontási folyamatok érték. A legintenzívebben agyagosodott részek a törmelékes kontakt és hólyagüreges fácieses voltak, ahol az illóvándorlás a makro és mikro pórusok kapcsolatrendszerének függvényében haladt előre. A tömör riolit esetében a pados és oszlopos elválási felületek és hűlési repedések mentén, azok sűrűségének függvényében történt intenzív oldatmozgás, amelyek mentén a kőzet teljesen kifakulhatott. A feláramlási zónáktól távolodva azonban csak felületmenti bontás (0,5 mm széles övben) és bekérgezés észlelhető.

A hidrotermás fluidumok az andezites fekvő elemeit is szelektíven mobilizálták, lokálisan a hólyagüregek falán kis szulfidizációs fokú (LS-low sulphide) ásványtársaság (szfalerit, galenit, kalkopirit) jelentkezik. A bekérgező jellegzetes zöldes árnyalatú agyagásvány bevonat miatt az öv jól elkülönül környezetétől. A Ponza szigeti savanyú hialoklaszt összetétel az agyagásvány komplexek és a kvarc polimorf módosulatok izotóparány vizsgálatai (δO^{18}) alapján meghatározták az egyes elbontási övek hőmérsékleti határértékeit. A röntgenvizsgálatok alapján kimutatható 6-9% szmektit és 1-4% illit (13.3 táblázat) mennyiség alapján ez a 85-125 °C hőmérsékletű, szmektit dominanciájú propilites zónának felel meg (ALTENER ET AL. 2003). A szulfid ásványok kiválási zónájában lokálisan ettől magasabb hőmérsékletű, de még mindig semleges kémhatású oldat valószínűsíthető.



9.3. ábra A Lőrinci Mulató-hegy kialakulási szakaszainak elvi vázlata 1. Intruzív szakasz. 2. Bádeni-szarmata: első eróziós periódus, 3. Pannon partmenti abrázio és széntelepmentes mélyebb vízi fáciesek 4. Pleisztocén – Holocén Zagya völgy bevágódása, második (részleges) exhumációs szakas. A főbb képződmények színezése megegyezik a korábbi ábrákkal.

A vulkáni test kihülése és elbontása után hosszú eróziós szakasz kezdődött, amely a közel tízmillió évig, a Pannon-beltő partvonalának fokozatos É-ra húzódásáig tartott. Ez az időtartam megegyezik a legfiatalabb vulkáni kőzeteink (Tokaji-hegy, Tarpai-hegy) napjainkig tartó eróziós periódusával, bár a bádeni-szarmata emelet szubtrópusi éghajlati körülményei szöges ellentétben állnak a pleisztocén periglaciális körülményeivel, ami az anyagáthalmazási folyamatok nagymértékű különbségeiben is megnyilvánulnak.

A tenger visszahúzódás után a hegység déli előterében az Alföld felé enyhén lejtő hegyláb felszín alakult ki, amelynek feldarabolódása a pleisztocén időszakban történt meg. Ekkor következett a Zagya völgy D-i részének tektonikus bezökkenése, és a Rózsaszentmártoni medence kialakulása a központi Mátra emelkedésével egyidejűleg. A megnövekedett reliefenergia az üledékes fedő egyre intenzívebb áthalmazásához vezetett, mély eróziós árkok kialakulásával a vulkáni kőzetek felszínre kerülését eredményezve.

9.4 Konklúzió

1. A fáciesek és szerkezeti elemek elrendeződése alapján a kőzetolvadék a bádeni emeletben felszínre került törmelékes andezites képződmények közé nyomulva, sekélyszubvulkáni szinten rekedt meg. A jellegzetes kőzetfáciesek az egyenlőtlen eloszlású könnyenilló tartalom, a mozgás és kihülés közbeni sajátosságok, valamint a posztvulkáni hatások eredményeképpen alakultak ki.

2. A peremek nagyon gyorsan lehültek és a folyamatos extrúzió összetörte az alsó dermedőfélben lévő kontakt övet, hialoklaszt jellegű breccsazonát alakítva ki. A gyorsan túlhűlt alsó és felső vitrofír és a lassan hűlő vörös riolit övek közötti átmeneti hőmérsékleti zónában devitrifikációs front alakult ki.

3. Az olvadék enyhe dőlésszögű lejtőn történő mozgása által kiváltott lamináris nyíróerők a hólyag ellapulását-egyesülését idézték elő elősegítve a gázok magasabb szintekre történő áramlását. Ezek akkumulációjával jött létre a litofízis riolit változat.

4. Az utóvulkáni hatások a feláramlási csatornák környezetében a kőzet jelentős kaolinos elbontását, kifakulását idézték elő. Legintenzívebb elváltozások az alsó hialoklaszt breccsa zónát érték. A hólyagüregek falán korlátozottan szulfidos ércindikáció is kimutatható.

5. A Mulató-hegyi riolitot hialopilites szövete is egyedivé teszi a hazai savanyú lávák között. A szanidin mikrofenokristályok magas aránya az alacsony viszkozitás és a kis extrúziós és hűlési sebesség következménye.

6. A fedőképződmények alapján a test először már a szarmata időszakban exhumálódott. A Pannon-beltő üledékeinek lerakódását követően a Zagyva pleisztocén völgyfejlődése ismét feltárta a test Ny-i oldalát.

10. Fáciestani vizsgálatok a Tokaji-hegység területén

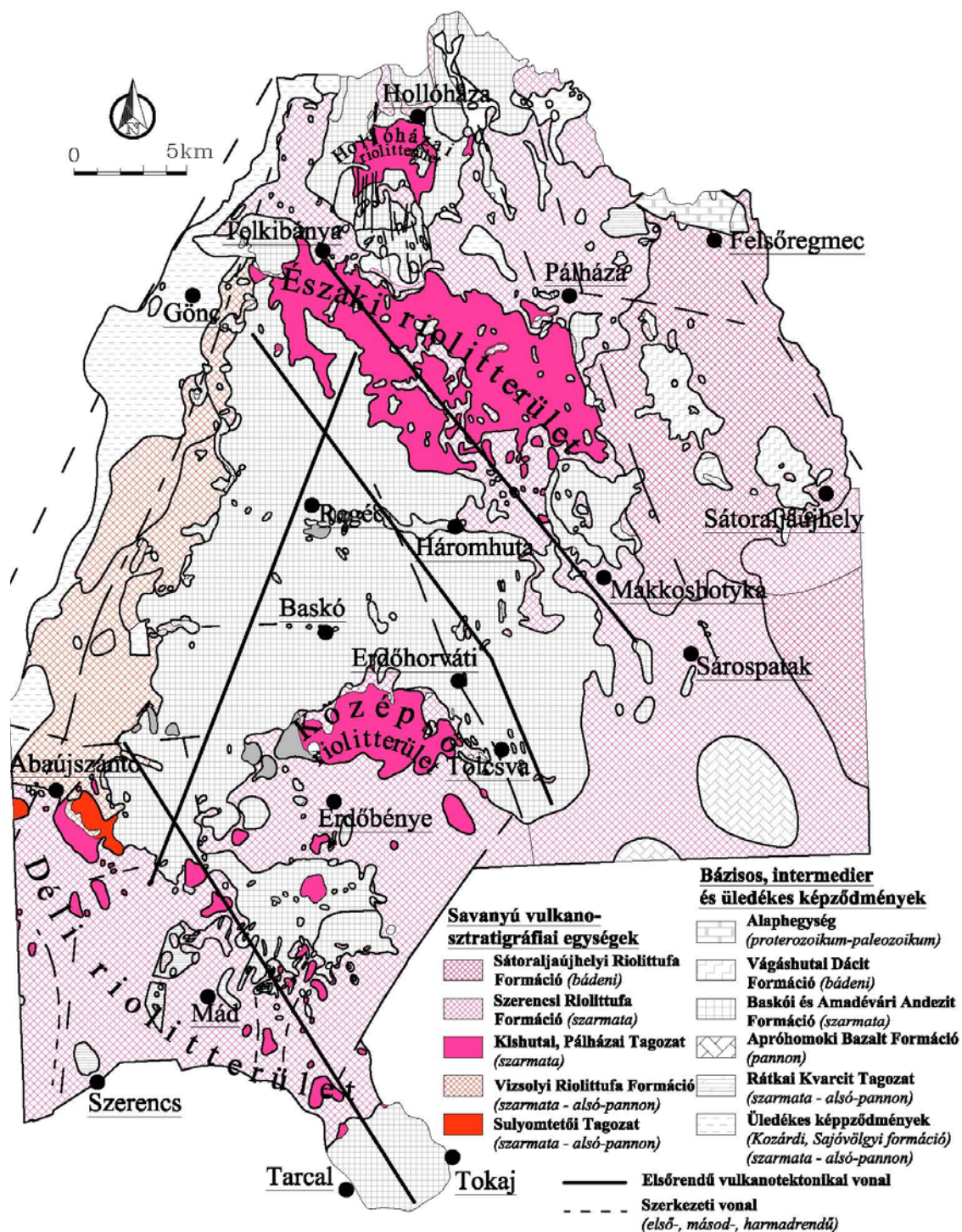
10.1 Tokaji hegység általános szerkezeti – vulkanológiai jellemzése

A hegység egyes részeiről korábban megjelent publikációink (*Szerencsi-dombság, Abaújszántó, Telkibánya*) tartalmazták az adott terület jellemzését (SZEPESI 2005, 2007, SZEPESI & KOZÁK 2008). A szerkezeti, vulkanológiai és felszínfejlődéssel kapcsolatos ismeretek összefoglalását a Zempléni Tájvédelmi Körzetről nemrégiben megjelent monográfia vonatkozó fejezete nyújtja (GYARMATI – SZEPESI 2007).

A bádeni emelet elején egy 100 km hosszú, ÉÉK-DDNy-i csapású vulkanotektonikus süllyedékben kezdődött meg a ma szlovákiai Eperjes-Szalánci-hegységgel földtani egységet alkotó Tokaji-hegység rétegvulkáni komplexumának kialakulása. A vulkanitok felszínre kerülési irányait a tágabb térség mezotektonikai szerkezetéhez igazodva az alaphegységi aljzat törései jelölték ki. Az ÉK-magyarországi térség a késő jurától a jelen időszakig alapvetően két fő, egymásra közel merőleges kompressziós hatásnak volt kitéve. Ezek részben ismétlődtek, részben térben és időben átfedték egymást (KOZÁK ET AL. 2001). Ugyanakkor a két fő térrövidülési irány (ÉK-i, ÉNy-i) azonos orientációja, fejlett haránttörései és diagonális törésrajai meghatározták a köpenyig felhasadozott kéreg magma felnyomulási irányait. A vonulatnak a Belső Kárpáti öv tagjaihoz hasonló markáns bimodalitása mellett egyediségét az andezites és a riolitos termékek közel azonos arányú megjelenése adja.

A vulkáni működés az általános medencefejlődési tendenciáknak megfelelően szubmarin környezetben indult, majd az anyagmennyiség növekedése a szárazföldi térszín fokozatos dominánssá válását idézte elő. Az andezites-dácitos centrumok működése (*Baskó-Regéc, Vágáshuta-Fekete-hegy*), térben és időben átfedte a tufaárakat, plíniuszi kitöréseket szolgáltató savanyú vulkáni központokét (*Telkibánya-Pálháza, Erdőbénye-Erdőhorvati, Abaújszántó-Szerencs-Bodrogkeresztúr*). Az egyes képződmények, formációk elterjedése, valamint a geofizikai adatok alapján a főbb vulkanotektonikai vonalak kijelölhetők (10.1 ábra). Túlnyomóan andezites összetételű a közel É–D-i, a Hernáddal párhuzamos és azzal hegyesszöget bezáró *Tokaj–Abaújszántó*, illetve *Tolcsva–Gönc vonal*, mely mentén számos kisebb kitörési központ mellett Regéc–Mogyoróska térségében egy nagy kaldera is jól kirajzolódik. Túlnyomóan riolitos vulkáni tevékenységgel kapcsolatos a Szamos vonallal párhuzamos *Sátoraljaiújhely–Felsőregmec*, a *Telkibánya–Makkoshotyka* és a Hernáddal párhuzamos *Gönc–Abaújszántó* vulkanotektonikai vonal (GYARMATI – SZEPESI 2007).

A vizsgálatok tárgyát képező lávadómok és viszkózus lávaárak felszínre kerülése a sekélyszintű savanyú magmakamrák fejlődési tendenciáinak megfelelően (COLE ET AL. 2005) a kitörési energia csökkenésével, a nagy vastagságú tufahorizontok kialakulását követte. Három explozív-extruzív ciklusok zajlott le a hegység 5 millió éves vulkáni fejlődéstörténete során (bádeni, szarmata, szarmata-pannon).



10.1 ábra A savanyú savanyú lávaközetek előfordulási körzetei és a savanyú vulkanosztratigráfiai egységek elterjedése a Tokaji-hegységben. Készült a Tokaji-hegység szerkezeti-vulkanotektonikai vázlata térképlap felhasználásával (GYARMATI 1972): Szinkulus a M:1:100 000 térképlapok alapján (PENTELENYI SZERK 2005 a,b,c)

1. *Sátoraljaújelyi Riolittufa Formáció.* Változó mértékben összesült ártufákból, hullott és áthalmozott tufa-tufitokból felépülő sorozatban alárendeltek a lávakőzet előfordulások, amelyek a *Végardói Riolit Tagozatba* lettek besorolva (Végardó-Koholya, Somlyód).

2. *Szerencsi Riolittufa Formáció.* Több 100 méter vastag hullott, ártufa, és áthalmozott tufa, tufit sorozat. Az üveges lávatestek a *Pálházai*, az erőteljesen erodált riolitok a *Kishutai Riolit Tagozat*ként kerültek elkülönítésre. Az extruzív működés intenzitásmaximumát a Tokaji-hegység északi riolitterületén érte el, SZÁDECZKY (1887) szavaival „Magyarország legnagyobb riolitmasszáját” hozva létre. De a riolitok emellett a hegység középső riolitterületén (*Erdőbénye-Tolcsva-Erdőhorváti*) és D-i részén is (*Szerencsi-dombság, Mád-Bodrogkeresztúr*) domborzatformáló tényezőként jelentkeznek (10.1 ábra).

3. *Vizsolyi Riolittufa Formáció.* A laza lavinatufa árokexplózióit, a hegység legfiatalabb riolitlávái követték (*Sulyomtetői Riolit Tagozat*). Az Abaújszántó környéki hegylábi részeken nagy mennyiségben jelentkeznek a savanyú lávák áthalmozott, ún. epiklaszt fáciesei (GYARMATI & SZEPESI 2007).

A paleovulkáni formakincs távérzékeléses (légi és űrfelvétel ZELENKA 2000) és SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) alapú kiértékelésével (KARÁTSZON & TÍMÁR 2004, KARÁTSZON 2007) lehatárolásra kerültek az intermedier és savanyú vulkáni központok. Az egyes savanyú ciklusok formációi területileg a működés jellege, a különböző tufaváltozatok és lávakőzetek egymáshoz viszonyított aránya és az erózió mértéke alapján váltak tovább tagolhatóvá (SZEPESI ET AL. 1999, SZEPESI 2004a). Ezek alapján a hegység legfontosabb riolitos vulkáni területei a következők (10.1 ábra)

Északi Riolitterület (Gönc-Pálháza)

1. Gönc-Telkibánya körzete.

A Gönci és az Ósva-patak menti lávakőzet dominanciájú terület, részben lezökkenett helyzetű, kevésbé erodált testekkel, kiemeltebb lávadómokkal. A Gönci-patak völgyét KARÁTSZON (2007) félkaldera maradványaként említi.

2. Csattantyú-hegy-Háromhuta körzet.

Az ártufa szolgáltatás tengelyében nagy vastagságú és széles felületi elterjedtségű tufa mellett alárendeltebb lávaműködés, zöld és szürke perlitekkel, riolitokkal. Központja a Koprina-Fekete-hegy (ZELENKA 2000) lávadómcsoport.

3. Nagyhuta-Pálháza.

Lávakőzet dominanciájú, de Telkibányánál mélyebb helyzetű terület, részben szubmarin működéssel, kaldera szegélyi (ZELENKA 2000) műrevaló perlit testekkel (Som-hegy, Gilevár, Páska-tető).

Középső (Erdőhorváti-Tolcsva-Erdőbénye) riolitterület.

Kiterjedése elmarad az északi terület mögött. A 10 km hosszú 5 km széles ovális kalderaszerkezetben (ZELENKA 2000) elhelyezkedő riolittömeg központja az erdőhorváti Szokolya. A vörös (Szokolya) és szürke riolitok (Ciróka, Rány stb.) nagyobb súlya a perlites szegélyek intenzívebb lepusztulására utal.

Déli riolitterület (Abaujszántó-Bodrogkeresztúr-Szerencs))

Az eddigi, többé-kevésbé egységes területi megjelenéshez képest itt már az előfordulások szigetszerűsége jellemző. Vastagságuk a lávaárak esetében néha csak 10 m-es nagyságrendű (Sátor, Krakkó), az extrúziók esetében (vagy kürtők közelében) azonban sekélyszerkezet kutató fúrások alapján a több 100 métert is meghaladhatja (Majos-hegy, Sulyom) (PANTÓ 1966).

1. Szerencsi-dombság.

A dombságot a Hernád-törésvonal rendszer egyik ágának tekinthető, a Szerencs-patak futásával megegyező törés különíti el a hegység tömegétől (PANTÓ 1967). A Szerencsi Riolittufa Formáció képződéséhez kapcsolódóan öt tufaszolgáltatási periódust lehet elkülöníteni (ZELENKA 1964.). A horzsakőtufa felhalmozódását (4. fázis) extruzív riolit dómok felnyomulása követte (Somos, Szentes Majos-hegy stb.) amelyek nagyrészt kürtőig lepusztultak.

2. Mád-Bodrogkeresztúr.

A lávaközetek első csoportját a Szerencsi-dombsághoz hasonlóan itt is a horzsakőtufa után keletkezett (Harcsa, Szemere-tető), változatos kifejlődésű (litofízis, perlites, horzsás) vulkáni testek alkotják. A záró hullott riolittufát, részben belényomuló extrúziók és lávafolyások követték, ezek ma Bodrogkeresztúr (Terézia-domb, Lebuj, Dereszla) és Mád (Király-hegy, Diós) környékén találhatók. Utóbbiak a vulkáni utóműködésnek köszönhetően jelentős kovásodást szenvedtek.

3. Abaujszántó környéke.

Elkülönítését a hegység legfiatalabb, a Vizsolyi Riolittufa Formáció (lavinatufa) képződését követő, a Sulyomtetői tagozatot képviselő riolitjai indokolták (Sátor, Krakkó, Sulyom-hegy). A lavinatufa fekéjében megtalálhatók a Szerencsi dombság közeteivel egykorú, idősebb lávák is (Sátor-hegy, Patócs-domb).

10.2 Fáciestani vizsgálatok a telkibányai Ósva-völgyben

A telkibányai Ósva-völgy volt kutatásom első mintaterülete, amelynek feldolgozása már tudományos diákköri munka keretében elkezdődött. A területről nemrégiben megjelent publikációnk (SZEPESI & KOZÁK 2008) részletes kutatástörténeti áttekintést is adott a területről, amelyből a következő genetikai megállapítások emelhetők ki:

A riolit ásványtani és kémiai vizsgálatok alapján definált közetkategória létrehozása RICHTHOFEN (1861) nevéhez köthető. Szintézisének megalkotásakor egyik fontos kutatási területe volt Telkibánya környéke, ahol elkülönítette az alapvető riolit (fluidális, litoidos) és perlit (obszidiános, szferolitos) típusokat.

A terület közetanyagának első monografikus leírása LIFFA nevéhez fűződik, aki alapvető munkájában több mint 20 éves kutatásainak eredményeit foglalta össze (LIFFA 1953 a, b). Helyesen ismerte fel, hogy „a perlit a riolitláva fácieseként tódult a felszínre”, ám ezt a nagyon fontos megállapítást a későbbi kutatások nem vették figyelembe.

HERMANN M. (1952) a riolitok közettani és geokémiai jellemzésével foglalkozott. Aprólékos mikroszkópi vizsgálatokkal elkülönítette, a devitrifikáció sokszínűségét tükröző riolit típusainak terepi lehatárolása azonban szinte lehetetlen feladat.

A Telkibánya környezetében (főként a Kögát környékén) azonosított nagy mennyiségű perlit feltárására és készleteinek meghatározására két ciklusban folyt nyersanyagkutatás (ILKEYNÉ 1972B, GYARMATI 1981). A fáciesek vulkanológiai értelmezéseiből, a perlit-riolit kapcsolatrendszer terepi vizsgálataiból kiolvashatók a felhasznált elméleti modellek (PANTÓ 1964) alkalmazásának nehézségei.

10.2.1 Szerkezeti orientáció, földtani környezet

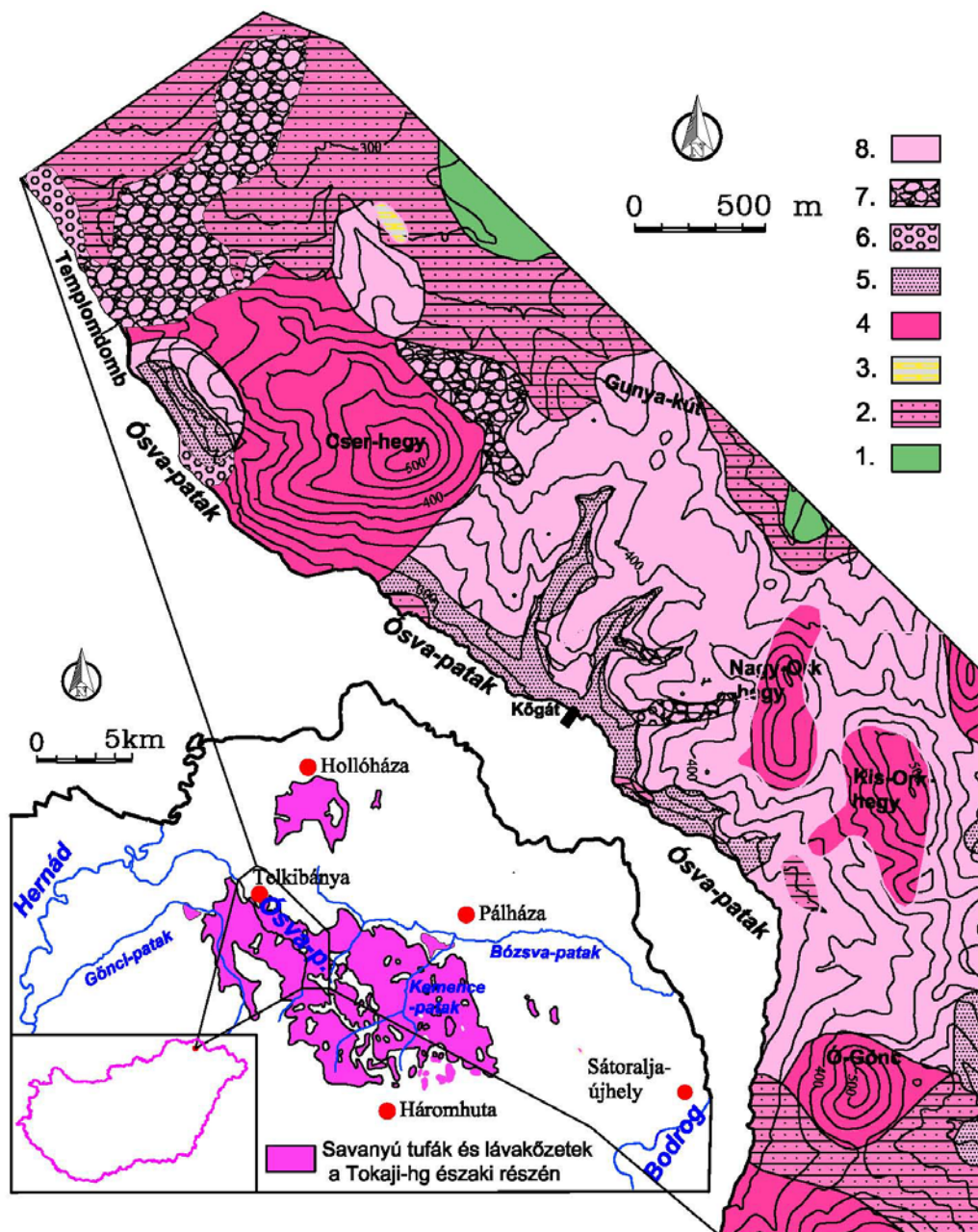
A vizsgált riolit-perlit vulkáni vonulat Telkibányától DK-i irányban, a község fölött magasodó, tájképileg is jellegzetes Cser-hegytől az Ó-Göncig húzódó alacsony középhegységi erodált vulkáni hegysort öleli fel. A savanyú vulkanizmus termékei jóval nagyobb felszíni elterjedésben K-i irányban Pálházáig, DK-felé Újhuta környékéig követhetők a felszínen (10.1 ábra).

Az Ósva-patak vízgyűjtőterületének felszínét mintegy 20%-ban felépítő perlit és riolit változatok fekszik a szarmata emelet első felében kiújuló eksplozív vulkanizmus hullott és sekélytengeri körülmények között áthalmozott, gyakran üledékekkel keveredő agyagos-tufitos változatai képviselik (*Szerencsi Riolittufa Formáció, Kékedi Tagozat*). A tufasorozat kialakulása vulkanotektonikus beszakadásokat idézett elő, melynek következményeként a telkibányai pincesoron még felszínen lévő összlet K-DK felé változó mélységbe került. Míg a Kis-Ork-hegy K-i oldalán mélyült Tb-3 fúrás máshol nem észlelt, kiemelt helyzetben 420 méter tszf. magasságban harántolta, az Ósva völgytalpán (313 m tszf-től) mélyített 100 méteres Tb-5 fúrás nem érte el és talpig fluidális riolitban haladt (10.4 ábra). Területünkől D-re, a gönci Nagy-patak völgyében mélyült Tb-7-es fúrás 276 méter tszf. magasságban ért el egy összesült riolit ártufa szintet. Ezek alapján a kutatási terület 20 km²-es környezetében egy mozaikosan, 200 métert is meghaladó szintkülönbségekkel tagolt, egyenetlen aljzatú, D-DK-i lejtésirányú szarmata paleovulkáni térszín rajzolható meg.

A kutatásunk tárgyát képező lávaközetek (*Szerencsi Riolittufa Formáció Pálházai, Kishutai Riolit Tagozat*) a Cser-hegy riolitjának K/Ar korvizsgálata alapján 11,77±0,33 millió évvel ezelőtt (2.1 táblázat), már szárazföldi környezetben kezdték meg térfoglalásukat. Az olvadékok felszínre kerülése az aljzat töréseihez és az ártufa szolgáltatási központok beszakadási irányaihoz igazodott (egy ilyen központot Telkibánya ÉNy-i részén azonosítottak HORVÁTH & ZELENKA 1994). A vizsgált vonulat csapásiránya az ÉNy-DK és az erre merőleges lefutású törésrendszer dominanciáját támasztja alá.

10.2.2 A vizsgálati terület köztífáciései

A 10.1 táblázatban szereplő köztífátípusok ismertetése a testek sztratigráfiai-hűlési viszonyainak függvényében, a külső övektől befelé halad. Az egyes fácies övek esetében feltüntettük a testeken belüli elhelyezkedésüket, szerkezeti, szöveti tulajdonságaikat. A létrehozó domináns folyamat rövid összegzése mellett az értelmezés irodalmi hivatkozásai is szerepelnek.



10.2. ábra Az Ósva-patak menti vizsgálati terület egyszeűsített helyszínrajza Készült a Gönc és Nyíri M 1:25000 , valamint a Kőgáti (ILKEYNÉ 1972b) és a Tokaji-hegységi (GYARMATI 1981) perlit prognózisok M 1:1000 és 1:5000 földtani térképlapjainak a felhasználásával. Szinkulcs Gönc M 1:100 000 földtani térképlap alapján (PENTELENYI 2005a) Jelmagyarázat: Feküsképződmények (szarmata): 1. Piroxénandezit (Baskói Andezit Formáció), 2. Savanyú piroklasztikumok (savanyú áthalmozott, hullott és ártufák) 3. Agvag (Szerencsi Rioltitufa Formáció, Kékedi Tagozat, Fűzérkomlói Tagozat), Savanyú lávaközetek (szarmata-pannon, Szerencsi Rioltitufa Formáció Kishutai Rioltit, Pálházai Perlit Tagozat): 4. Riolit (szürke fluidális és vörös) 5. Perlit (obszidián jellegű, gyöngyköves) 6. Sferolitos perlit, 7. Perlitreccsa 8. Horzsaköves perlit

Szöveti zóna		A faciéstani, szöveti jellemzés elemei			A szöveti jellemzők relatív időbelisége	Térbeli megjelenés, paleovulkáni model	
		Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás		Lávadómok	Kőgáti lávaár
Horzsás perlit		Szürke, rózsaszín, változó mértékben oxidált üveges, fluidális alapanyag, gyenge egyenetlen fejlettségű perlites szerkezettel	A gázáramlás horzsa csövei 10-100 µm átmérővel.	a horzsásodott alapanyag: 5-40 térf % közötti	- horzsásodás - fragmentáció - perlitesedés - lepusztulás - hegylábfelszín képződés	<i>a kiemeltebb helyzetű testekről lepusztult külső dómszegély</i> ma csak hegylábi helyzetű előfordulás (Cser- hegy Templomdomb)	<i>egykori lávaár legkülső változó mértékben, blokkosan fragmentálódott zónája,</i> ma elegyengetett felszín (~400 méter tszf.)
Peritbreccsák	Blokk láva (talus)	Szürke-rózsaszín, blokkok, (Ø <0,5 m, ritkán Ø >0,5 m) finomabb törmelékes (~mm-cm.), változó mértékben perlites mátrixban	A felszínhez közel dominál a horzsás alapanyag, a belső részek felé egyre tömöttebb, üveges szerkezettel.	horzsásodott üveg, mátrix szabálytalan üvegtörmeléke		<i>a tufával intruzívan érintkező fragmentálódott dómszegély</i>	<i>intenzíven fragmentálódott alsó szegély zóna.</i> Tb–11. fúrás hidrotermális bontott)
	Kontakt láva-breccsa	Szürke szögletes blokkok (30-60 cm) világos színű finom törmelékes (cm-mm) mátrixban	Horzsásodott alapanyag, a kontaktustól távolodva a tömör üveg arányának fokozatos növekedésével. A kontaktus közelében a mátrix limonitosan, agyagosan bontott.	horzsásodott, perlites üveg, törmelékes mátrix			
Mikro-explóziós breccsa (kemény perlit breccsa)		Szürke-fekete perlites szerkezetű, ép üveg-foltok a tufaszerűen fragmentálódott vöröses mátrixban. Az egykori felszín felé összeszűkülő kürtővel kapcsolódott.	Az oxidálódott, vörös, horzsás mátrixba (<cm) (mm-cm), üveges alapanyagú vagy gyengén devitrifikálódott törmelék ágyazódik.	horzsásodott vöröses mátrix	- horzsásodás - illóakkumuláció -intenzív húzófeszültségek →mikroexplóziók - tömörödés	hiányzik	<i>húzófeszültség kiváltotta autobreccsás mikroexplóziók a lávaárak külső átmeneti zónájában</i>
Perlit (obszidián jellegű, gyöngyköve		Obsz. jell. perlit Fekete- üvegfényű kagylós törésű gyengén fejlett perlites szerkezettel (~mm), Gyöngyköves perlit. Szürke, morzsalékos, jól fejlett (mm-cm) perlites szerkezettel. Belső részekben oszlopos elválású (Ø~m).	Fluidálisan irányított üveges alapanyag, az egymásba ágyazódó gyöngykő struktúrák, hagymahéjszerű, koncentrikus lefutási vonalaival	változó mértékben fejlett perlites szerkezet	- fluidalitás - oszloposság - perlitesedés	<i>a dóm külső átmeneti zónája</i> A riolithoz illeszkedő meredek fáciesgeometria	<i>a lávaár oszlopos elválású külső átmeneti zónája</i>
Szferolitos perlit		Fluidálisan irányított szürke perlit (1-50%), Sugaras szferoid tömegek (10-60cm) nagyméretű litofizákkal (~cm-dm). Kihengerelt litoidos riolit sávok változatos litofizákkal (cm, dm).	Perlites szövetű közetüveg mikro- kristályos - felzites foltokkal, több generációs fluidális szferolit (mm-cm), füzérekkel.	litofizák (cm, dm) változatos ásvány társulás-sal (tridimit, opálváltozatok)	- fluidalitás - oszloposság - devitrifikáció - tridimit, opál kiválás -perlitesedés	<i>dóm belső átmeneti öve (csak a Cser-hegyen)</i> izolált szferoid tömegekkel	<i>lávaár belső átmeneti öve, fluidálisan rendezett szerkezeti elemek</i>
Malomkő riolit		1. stressz mentes környezetben egyenletesen felhabzott „darázkő” 2. olvadákmozgás által fluidálisan deformált, ellapult hólyagüregek	Felzites, szferolitos alapanyag.	változó méretű (mm-cm), lapultságú buborék generációk	- devitrifikáció - alapanyag krisztallizáció - „felhabzás”	<i>dómbelső intenzíven felhabzott része Cser-hegy, Ó-Gönc</i>	<i>lávaáraknál az intenzív húzóerők miatt hiányzik</i>
Szürke erezésű fluidális riolit		Szürke üveges és világos mikrokristályos részletek mm-cm nagyságrendű váltakozása megtor-lódó részekben örvényszerű rajzo-latokkal. Oszlopos (0,2 - 2,5m), pados -lemezes (cm-dm) elválási felületekkel.	Felzites, mikrofelzites (<10µm) övek, szferokristályokkal (100-150µm), ekvigranuláris krisztobalit mezőkkel (250-500 µm). A hópehely (snowflake) szövet szabálytalan rekrisztallizálódott foltokként (200-1000 µm) jelenik meg.	mikroporozitás és változó mértékben kinyílt és összeolvadó litofizák	- lamináris fázis izoláció - devitrifikáció - alapanyag krisztallizáció - litofizák - oszloposság	<i>dóm centrális zónája Cser-hegy csúcs Ó-Gönc, Ork-hegyek törmeléke</i>	<i>lávaár magrésze Ósva-völgy menti feltárások, a Kőgáti fúrások mélyebb tagozatai</i>
Vörös riolit		1. fészkes-litoidos változat 10-30 cm átmérőjű gumók vagy kihengerelt sávok, szürke fluidális riolitban 2. összefüggő réteg Több méter vastagságban kovásodott zónák	A szferolitos perlit elsődleges szöveti jellegeit felülírta a kovásodás. Fluidálisan rendezett felzites, szferolitos alapanyag (felzit, krisztobalit). Az apró hólyagüregek (mm) falát opál, tridimit, kalcedon kérgezi.	-mikroporozitás -litofizák	- devitrifikáció - alapanyag krisztallizáció - kovásodás, - agyagosodás	hiányzik	<i>lávaárbelső a forrás hasadék futási vonalában (ÉÉNy-DDK) Kutyszerítő – feltárások</i>
Riolit-breccsa		Világos színű szögletes (mm-cm), sajátanyagú törmelék. Az átmeneti hőmérsékleti zónákban (belső, alsó) a mátrixot saját vagy sötétebb színű üveganyag adja.	A korábban fluidálisan rendezett szferolitos-felzites alapanyagú sávok szabálytalanul illeszkedő törmelékké deformálódtak. Az igénybevételt a fenokristály töredékek arányának jelentős megnövekedése is jelzi.	szabálytalanul illeszkedő törmelék, mikroporozitás	- devitrifikáció - alapanyag krisztallizáció	<i>Dóm alsó kontakt öv Kis-Ork hegy törmelékben</i>	<i>lávaárbelső alsó kontakt öv. Tb-11. fúrás Tb-28. fúrás</i>

10.1 táblázat A lávadómok és a Kőgáti lávaár perlit és riolit fáciesjeinek szöveti jellemzői, és paleovulkáni értelmezése a közetgenetikai folyamatok időbeliségének függvényében

10.3 Az Ósva-völgyi savanyú lávaafáciesek ásványtani-szöveti jellemzői

Szövet típus	IUGS megnevezés	Színtelen kőzetalkotók	Színes kőzetalkotók	Szemcseméret	Hólyag-üregek ásványtársulása
hialinos (alapanyag >90%)	kvarc tartalmú plagioklás z riolit plg+q+ amf+bi+ (mg)	plagioklász (>8%) táblás, léces, albit ikerlemezes, zónás két generáció: 1. mm, 2. 250-700 µm kvarc (>1%) dihexadéer (id vagy rezorb.) 100-500 µm	biotit (~1%) tűs, táblás, opacitos (300-700 µm) amfibol (0,63%) bontott magnetit négyzetes, 6-8 szögös 100-200 µm	perlitek: üveges, üvegben gazdag, üveg tartalmú riolitok lávadómok: közép-finomszemcsés Nyílt szf: >cm zárt szferolit (250 µm -1 mm) szferokristály (50, 500µm) granofir felzit 10-25,50 µm mikrofelzit ~>5- 10 µm Kőgáti lávaár mikro-kriptokristályos felzit 10-25, 50 µm mikrofelzit ~> 5-10 µm közép-finomszemcsés nagy szferolitok mm-cm a fekü irányában	tridimit, kvarc, kalcedon opál (méz, viasz, nemes)

10.2. táblázat A telkibányai savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői, összehasonlító értékelés a 13. fejezetben

10.4 A vulkano-morfológia alegységek fáciestani rekonstrukciója

A riolitvulkánok domborzatát vizsgálva szembetűnően két morfológiai szint rajzolódik ki, amelynek okai a testek eltérő genetikájában és ezzel összefüggésben az egyes fáciések eltérő eróziós sajátosságaiban keresendők. Az 500 m fölötti tetőszint mindig az ellenálló riolitból épül fel (10.1 ábra Cser-hegy, Kis és Nagy-Ork-hegy, Ó-Gönc).

A második, 400 méteres morfológiai szint a Cser-hegy K-i, DK-i oldalán indul és a Kis-Ork-hegyig tart, s részben az Ósva-patak DNy-i oldalán is követhető (Szalonnás-bérc), ezt horzsaköves perlit és breccsás változatai építik fel. A kőzettani és morfológia sajátosságok a területen 3 területi egység elkülönítését indokolták.

a, A Kőgát-Gunyakút-i erodált riolit lávaár

Az alacsonyabb, 400 méteres morfológiai szint egy közepes méretű lávaár, könnyebben erodálható tetőrégióit reprezentálja. A völgyfejlődés a völgytalpak közelében az erózióknak ellenálló kőzetváltozatok jelenléte miatt lelassult.

b, A Cser-hegy összetett dagadókúpja

A Ny-i hegység rész egyik legnagyobb, összetett dómként értelmezhető egysége, ami döntően riolitból épül fel, 520 méteres magasságával a savanyú extrúziók legmagasabbra nyomult tagja. Az Ósva és Vörös patak a dóm szegélyfáciéseit erodálva preparálta ki azokat környezetükből.

c, Monogenetikus riolit lávadómok

A terület DK-i részén megjelenő Kis- és Nagy-Ork-hegy, valamint az Ó-Gönc a Cser-hegyhez képest kisebb méretű riolitdómok, amelyek a ciklus

befejezéseként kerültek felszínre. Tetőrégiójuk szintén az 500 méteres morfológiai szint része.

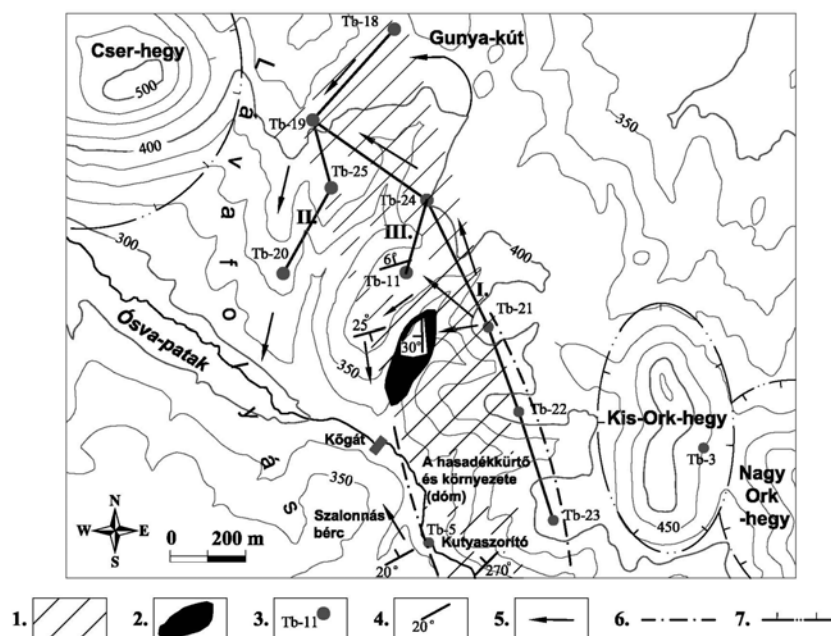
A Kőgáti erodált savanyú lávaárszerkezet

A két kutatási fázisban lemélyített 15 darab mélyfúrás (ILKEYNÉ 1972b, GYARMATI 1981) 1137 méter összhosszal, 207 méter vastagságban harántolta a különböző perlit és riolit változatokat, amellyel a Kőgát környezete a Tokaji-hegység egyik legjobban feltárt riolitterülete lett. A kutatás döntően a perlitkészletek feltárására korlátozódott, riolitot csak a Tb-11. és a Tb-5. fúrások harántoltak, de annak fekjét egyik sem érte el (10.3, 10.4. ábra).

A rekonstrukcióhoz megpróbáltuk mélyfúrási rétegsorok fáciesöveinek lefutását követni. A lávaár szerkezetben négy fő határzónát (10.4 ábra) jelöltünk ki.

1. a felszínközeli övben a horzsásodás megszűnése és a tömött üveges (perlit) változatok uralkodóvá válása(külső átmeneti öv).
2. a devitrifikáció erősödésével nagyobb méretű (cm-dm), változó mértékben szétkent szferolitos, litoidos sávok megjelenése (riolit >10%, középső átmeneti öv)
3. a riolitos fácies uralkodóvá válása (riolit/perlit >50%, belső átmeneti öv)
4. kovásodott fészkek, övek (vörös riolit) megjelenése

A horzsásodás alsó határának meghúzását a mikroexplóziós breccsatömegek (vörös-fekete perlitbreccsa) nehezítették. Az explóziók bekövetkezése a mélyebb (obszidián) szintek anyagát is felszakította. A létrejött keverékközet lencseszerűen ékelődik a horzsásodott és a tömör perlitváltozatok közé, mindkettő anyagát tartalmazva.



10.3. ábra A Telkibánya-Kőgati perlit kutató fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények helyszínrajza 1. Intenzív kovásodás 2. Ismert opál előfordulások (Kurtabérci-völgy) 3. Nyersanyag kutató fúrások 4. Dőlésadatok. 5. A láva valószínű mozgás irányai. 6. A hasadékkürtő és környezete 7. Lávadómok határvonala (M 1:10000 térképlap felhasználásával)

A riolit fáciest a nemzetközi szakirodalom nem tagolja tovább. A fúrás rétegsorokban és feltárásokban a hazai közettani munkák által (PÁLFY 1915, BORBÉLY 1922, KOZÁK 1979) hagyományosan elkülönített, vörös riolitként definiált zóna is azonosításra került. Kialakulása azonban nem elsődleges folyamat, hanem a szferolitos perlitet meghatározott mélységben és csapásban ért kovásodás eredménye. A hossz- és keresztshelvények által kirajzolódó szubvertikális fáciestani övezetesség (10.4 ábra) megfelelt a savanyú lávaárak jellegváltozásainak (hőmérséklet, nyomás és könnyenilló tartalom). Az üveges fáciesek (perlitváltozatok) kiugróan nagy aránya a felszíni (és a szubmarin) kifejlődés elsődleges indikátora (ORTH & MCPHIE 2003). Ez 54-103 méter közötti értékekkel még a jelenlegi erodált formában is általánosan meghaladja a test becsült méretének 30%-át, (10.4 ábra). Eredeti állapotban általánosan 50% fölötti érték valószínűsíthető, ami a gyorsabban hűlő peremi részletek felé még jobban eltolódhatott az üveg javára. A hegység D-i riolitterületein az erodált lávaárak bázisöveinek jelenségei feltárásokban tanulmányozhatók (Tokaj-Lebuj, Abaujszántó Sátor-hegy SZEPESI ET AL. 1999, SZEPESI 2007). Ezek vizsgálata és a Tb-11 mélyebb szintjein (73,5 m - 83,9 m) feltárt riolitos horzsaköbreccsa és a Tb-5 fúrásban perlittel váltakozó riolitrétegei alapján megállapítható, hogy a lávaár egy korábbi lávaciklus változó mértékben erodált felszínére települ. Az alsó kontaktzóna folyamatainak pontosabb értelmezését a fúrási rétegsorok részletes makroszkópos újrvizsgálata tudta volna tisztázni. A minták sajnos a magraktárak racionalizálásakor megsemmisültek (ILKEYNÉ szóbeli közlés).

A fáciesövek DK-DDK felé követhető emelkedése a hasadékkürtő kiemeltebb helyzetét és ilyen irányú elvégződését jelöli ki. Ebben az irányban az üveges fáciesek aránya több mint 15%-kal csökken. Ez a nagyobb reliefenergiával rendelkező kürtörégió intenzívebb eróziójára utal (10.3. ábra, 10.5. ábra), amit a feküdképződmények (áthalmazott riolittufa és ártufa) magas térszíni jelenléte is alátámaszt (10.3. ábra, Kis-Ork-hegy, Tb-3 fúrás).

A szerkezeti-szöveti elemek (fluidalitás, padosság) lefutásában tapasztalható irányváltások a forma további tagolását tették lehetővé. A Tb-5, 21, 22, 23 számú fúrások rétegsoraiban, valamint a Kutyaszorító környezetében kipreparálódott kovásodott perlit monolitokon általánosan szubvertikális fluidalitás és lávapadosság jelentkezett (3.2 tábla, 3.11 fotó), az oszlopos elválás átmetező lefutási vonalaival. A kis lejtőszög miatt a hasadékból kilépő lávaanyag nem volt képes nagymértékű mozgásra, az olvadék itt még legyezőszerűen szétterülve torlódott fel (10.3. ábra). E zónától távolodva a „befagyott” mozgásirányokat őrző fluidalitás szöge fokozatosan csökkent. A szétterülő lávaár középső részén, a vulkáni lejtő dőlésszögével növekvő húzófeszültség miatt a fluidalitás általánosan 5-45 ° közötti értéket vett fel (10.3. ábra).

A lávaár hosszúságának becslését több tényező is nehezíti. A lávaár elvégződése nem tárul fel, a vizsgálati területünkől Ny-ra a lávalebenyek változó mértékben erodált peremeire további riolitos (Borinzás, Bíró-hegy), majd később andezites fedőképződmények települtek. Észak felé a kiemeltebb helyzet miatti nagyobb eróziós veszteség jelent problémát. Irodalmi adatok szerint a közepes méretű szubareális lávalebenyek hosszúsága az USA Ny-i részén 1,5-5 km, felületi

kiterjedésük 0,1-4 km² közötti (MANLEY&FINK 1987, ORTH & MCPHIE 2003), ami esetünkben is összhangban áll a rendelkezésre álló adatokkal.

A külső rész fácies öveinek kifejlődésében a mechanikai igénybevétel, a hűlési folyamatok és a könnyenillók vándorlása játszották a fő szerepet. A mozgás közben kialakuló mikrorepedés hálózat intenzív illóvándorlás lehetőségét teremtette meg. A kis litosztatikai nyomás mellett erősödő vezikulációt az olvadékmozgás segítette buborék egyesülés tette hatékonyabbá. A horzsacső nyalábok aránya néhol a 40%-t is eléri. A lávaár felszín horzsásodott anyaga a hűlés és mozgás okozta mechanikai igénybevételre intenzív breccsásodással válaszolt, ami a peremek felé egyre kifejezettebbé vált.

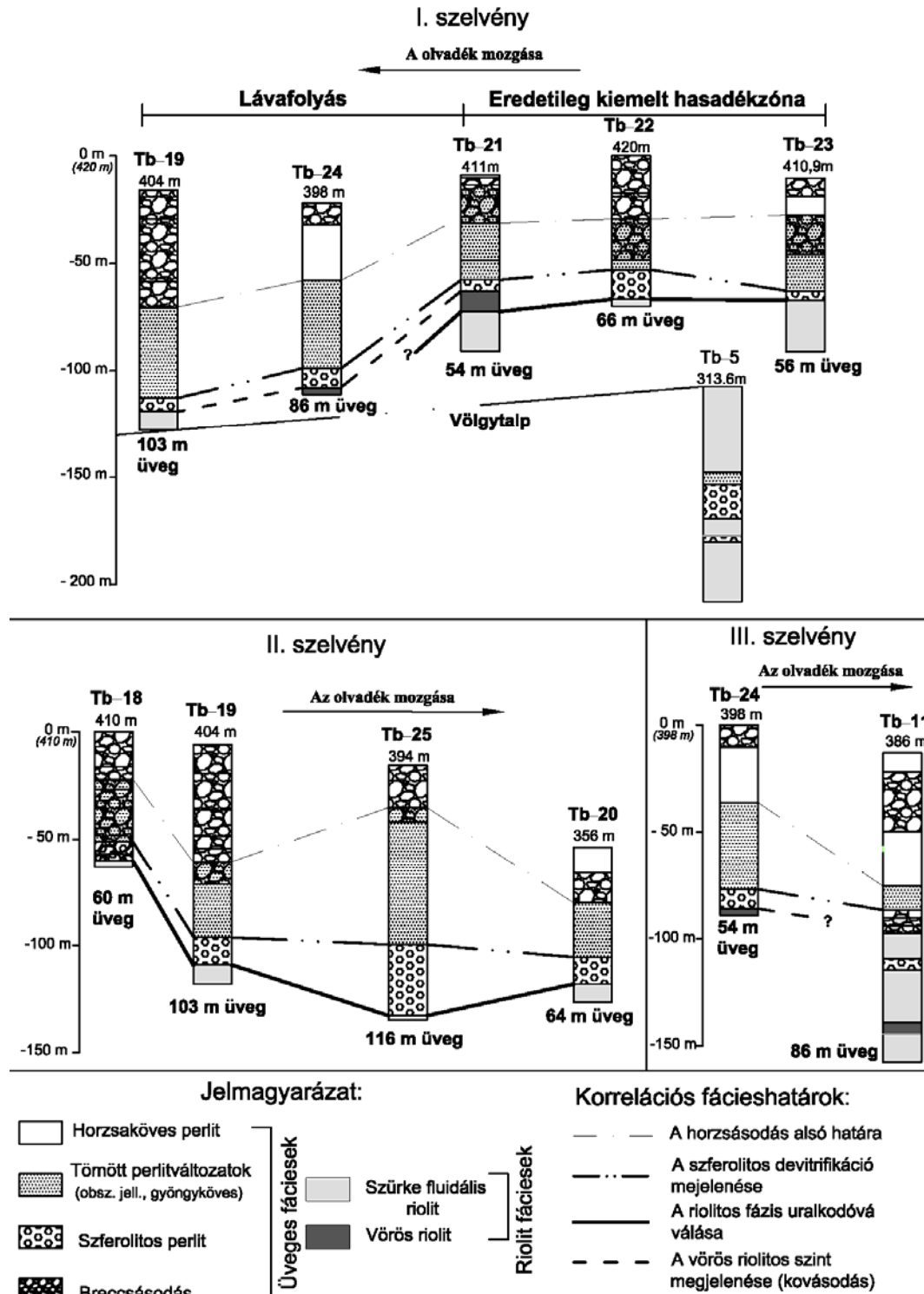
A Tb–18, 19 fúrások esetében a breccsaöv már több 10 méter mélységig lehúzódik. A Tb–19 fúrásban a blokkméret eléri az 1 méteres nagyságrendet, amelyre az extrúzió záró periódusában az intenzívebb hűlés és mérséklődő olvadék utánpótlás által kiváltott blokkos fragmentáció ad magyarázatot (ANDERSON ET AL. 1998). A felszín felé migráló illók az olvadék előrehaladásával kialakult redők kupolarészen gáz zsákokat képezve akkumulálódtak (6.10. ábra, 10.5. ábra). A hasadéktól távolodó, mozgás által kiváltott húzóerők hatása alatt lévő olvadékban a gáz zsákok diapirikus felemelkedésével mikroexplóziók oldódtak ki (vörös-fekete perlitbreccsa). A felszín felé kúrtóval kapcsolódó anyag lencseszerűen húzódtott az épen maradt horzsaköves részek alá (6.10. ábra).

A lávaár mélyebb részei felé haladva a litosztatikai nyomás növekedésével fokozatosan megszűnt a horzsásodás lehetősége (középső átmeneti öv) és tömöttebb üveges változatok jelentkeznek, amelyek a keresztshelvények alapján az Ósva-völgy irányában, DNy felé vastagszanak ki (10.3. ábra, 10.2 ábra Tb–24, 25. fúrás).

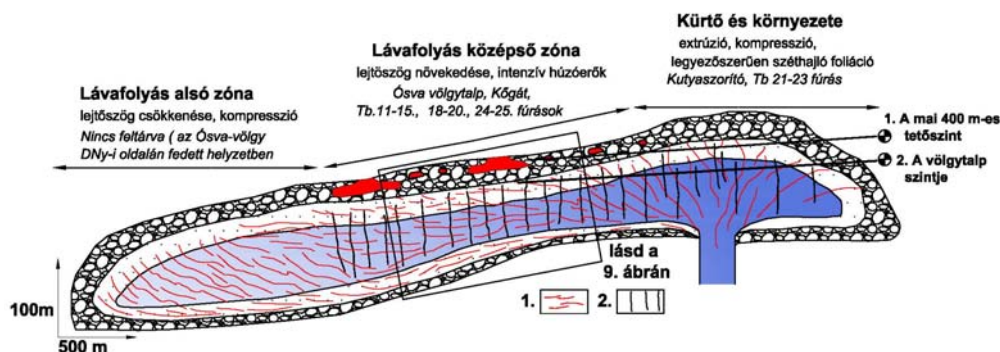
A lávaár szerkezetek hűlési profilját megvizsgálva nagymértékű aszimmetria állapítható meg. A hőközpont nem a test mértani középrégiójában, hanem ettől mélyebben helyezkedett el. A belső zónák felé továbbhaladva a hűlési sebességének csökkenésével devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció indult meg. Ez kezdetben csak egyes sávokra koncentrált (riolitos perlit), majd fokozatosan az anyag nagy részére kiterjedt (riolit). A szferolitos-felzites zónák kialakulása már az olvadékmozgás fokozatos megszűnéséhez köthető (4.4 táblázat). A csökkenő plaszticitású mikrokristályos öveket a extrúzió befejező fázisában még érték mozgásból származó erőhatások, amelyek a húzó-nyomó erőátmeneteknél kis mértékű, lokális breccsásodást okoztak (belső riolitbreccsák).

A lavamozgás megszűnését követően, a megszilárdulás végső stádiumában még intenzív mineralizációs folyamatok zajlottak, amelyek a litofázisban (cm-dm) gazdag, oldatmozgás szempontjából legátjárhatóbb riolitos perlit közettípust érintették. A gőz fázis kondenzációjával a már konszolidálódott üregfalakon tridimit vált ki. A kristályosodás utolsó fázisaként a litofázist változó SiO₂ koncentrációjú oldatok többnyire amorf, ritkábban kriptokristályos kiválásai töltötték ki. A Kurtabérci-völgy változatos opál előfordulásai (nemes, tűz, viasz, tej), a Kutyaszorító és a fúrások riolitos perlit fáciesének intenzíven kovásodott, „vörös riolit” fészkei, rétegei egy ÉÉNy-DDNy csapású, mintegy 300 méter szélességben és km hosszúságban követhető zónát jelölnek ki (10.3. ábra). Ez

megfelel az olvadékok megcsapoló és a kovásodás és opálosodás pályáit is kijelölő forrás hasadék rendszer lefutási vonalának.



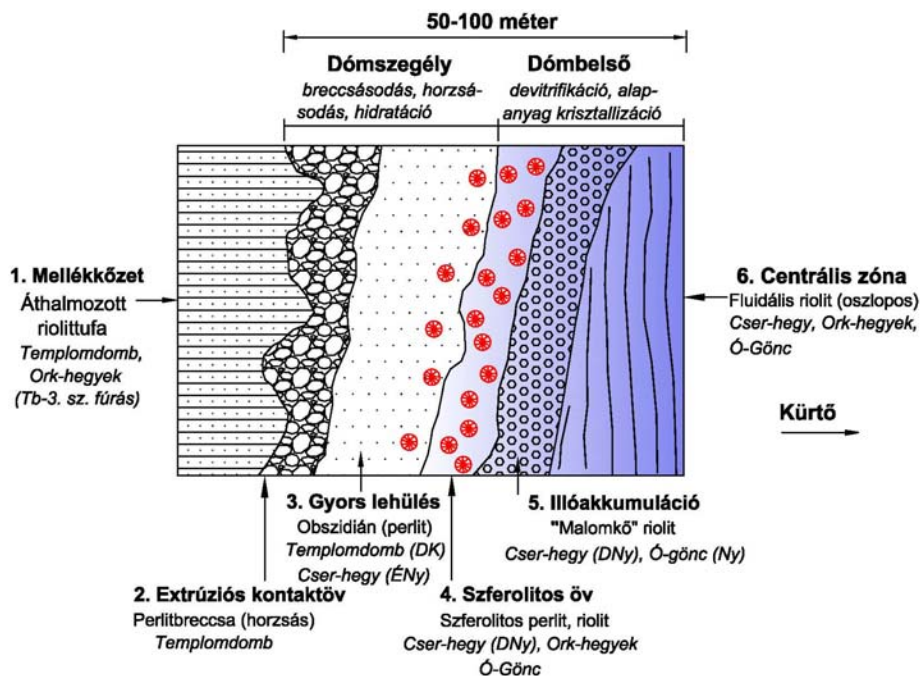
10.4. ábra A kőgáti nyersanyag kutatási terület fúrás rétegsoraiból szerkesztett vulkán rekonstrukciós szelvények az azonos fáciesövek korrelációs határvonaláival. Az üveges fáciesek alsó határát a riolitos fázis uralkodóvá válása jelölte ki. Szelvényirányok a 10.2 ábrán.



10.5. ábra A Kőgáti lávaár tagolása a lávaárak általános fácies-tani modellje (CAS & WRIGHT 1987, BONNICHSEN & KAUFMANN 1987) alapján módosítva. A fácies övek jelkulcsa megegyezik a 6.4 ábrával. Jelmagyarázat. 1. Fluidalitás lefutási vonalai 2. Oszloposság

A Templomdomb-Cser-hegy összetett dagadókúp együttes

A Cser-hegyi extruzív dóm a riolitváltozatok egyik „locus classicus”-aként ismert (PANTÓ 1966). Az elsődleges forma jelentős eróziót szenvedett. Szálszögletes kibúvások csak a csúcson, valamint az Ósvára és a Vörös-patak völgyére ereszkedő lejtőoldalak mentén találhatók. Az oldalakat számos helyen sűrű lejtőtörmelék fedi, amely a fő és oldal csúcsok környezetében a kőtenger méretig durvulhat. A Vörös-pataktól K-felé haladva az üveges szegélyek és a centrális riolitos zónák váltakozása többszakaszú térfoglalásra, több, közel azonos időben létrejött testre utal.



10.6. ábra Az áthalmazott riolittufa és a lávadóm olvadék érintkezésén a hűlési sebesség függvényében létrejött a terepi megfigyeléseken alapuló elvi fácies sorrend. Segítségével az eredeti vulkáni testek erodáltsága meghatározható.

A völgytalpak menti bázis részek (Templomdomb, Kossuth utca) a tufával közvetlenül érintkezve, nagyrészt abba ágyazódó szegéllyel rekedtek meg. A hideg tufa és az olvadék érintkezésén a hülési sebesség változásának függvényében jellegzetes szöveti övezetesség alakult ki (6.4. ábra, 10.6. ábra), amelyhez hasonló VARJÚ (1954) írt le a tolcsvai Tér-hegyről.

A dómon belül a fáciesek a forma és a térfoglalás törvényszerűségeinek megfelelően a lávaárakkal ellentétben szubhorizontálisan követik egymást. Az olvadék felszínközeli, endogén jellegéből adódóan a feszültség a test belsejében akkumulálódott, állandó nyomás alatt tartotta a már dermedő külső zónákat. Az erőhatások egyenetlenségét a közvetlen kontaktuson létrejött üveges szegélyfáciesek változó mértékű fragmentációja jelzi. Az olvadékmozgás irányában összegződő erőhatások legintenzívebben a Templomdomb K-i részét érintették, ahol a kontakt breccsaöv vastagsága meghaladja a 100 métert, és a horzsásodás övéen kívül a tömöttebb változatokat is (perlit, riolitos perlit) érintette. A térfoglalás szakaszosságának bizonyítékai a Kossuth utcai védett feltárás, kipreparálódott, vertikális fluidalitású riolitos perlit erei. Ezeket a dóm leszálló olvadékmozgással jellemezhető peremzónáiból (6.4. ábra) a kürtő felől érkező olvadékinjekciós hatás préselte ki a már lehűlő, de még plasztikus deformációra képes üveg (obszidián) anyagba, mintegy hasadékszerűen áttörve azokat.

A peremi üveges részletek a tufa-olvadék kontaktus utolsó állomásaként a nagy pórustérfogatú, vízzel telített tufaösszletből származó szingenetikus vízfelvétel eredményeként változó mértékben perlitesedtek, ami exhumálódásuk után erodálhatóságukat is jelentősen elősegítette. A kürtő felé haladva a hülési ráta csökkenésével egyre erősödő devitrifikáció-alapanyag krisztallizáció miatt az üveg mennyisége egyre alárendeltebbé vált (belső átmenti öv). A kevésbé igénybe vett részeken (Csemetekert) a magasabb hőmérsékletű riolitos részek még csak izolált foltokként jelentkeznek az üvegben. Ezeknek a szferoid tömegeknek (3.1. tábla, 3.5. fotó) a belsejében az alapanyag krisztallizációval fokozatosan emelkedő illónyomás nagyméretű (~10cm) litofizákat hozott létre. E zónától mintegy 100 m-re feltáru (Törő-kőfejtő) a legkisebb hülési rátával jellemezhető dóm belső tömegét alkotó, szürke és rózsaszín-fehér, változó mértékben fluidális, gyakran örvényáramos szerkezetű, oszlopos riolit.

A kürtő irányából érkező, szakaszos anyag és hőtánpótlást a fluidális riolit makro- és mikroszkópos szöveti alkotói tárják föl. Ennek bizonyítékai a szferolitos riolit zónában jelentkező devitrifikáció (*szferolit*, *litofizák*), alapanyag krisztallizáció (*felzit*) és rekrisztallizáció (*felzit*, *granofiros szövet*) szöveti elemeinek egymásmellettségével. A szferolitok hosszú kristálytüineinek növekedése jelentősebb hőmérséklet csökkenés ($\Delta T = 315-115^{\circ}\text{C}$) mellett történt (SWANSON ET AL. 1989). Kisebb hülési ráta mellett a szferolitméret csökkent, a nagyméretű nyílt struktúrákat (~cm), tömött, zárt szerkezetű egyedek váltják fel.

A hülési folyamat következő, kisebb hőmérsékletű, de tartósan elhúzódó lépcsőjét az alapanyag krisztallizáció képviselte ($\Delta T = 200-100^{\circ}\text{C}$). A mikrokristályos-felzites foltok megjelenése mellett ebben a stádiumban gyakran előfordult, hogy az idősebb szferolit generáció egyedei *re*-krisztallizálódtak, ahol csak az elmosódó sugaras szerkezet és az éles kontúr utal az elsődleges formára

(3.1 tábla, 3.7, 3.8. fotó). A folyamat az olvadékutánpótlás függvényében többször megismétlődhetett, amit a többgenerációs szferolit képződés bizonyít.

Az olvadék illótartalmának egyenetlenségét a „malomkő riolit” reprezentálja legmarkánsabban, amely csak egy nagyon szűk nyomástartományban volt képes a „felhabzásra”. Mozsásmentes környezetben „darázskő” jellegű változat képződött. Már kismértékű mozgás hatására is a deformálódó gázhólyagok egyesültek és energiájukat elveszítve fokozatosan ellapultak.

Monogenetikus riolit lávadómok

A dómtevékenység kisebb méretű (<1 km) testeket is létrehozott. Az Ó-Gönc (3.1 tábla, 3.2 fotó) az Ósva-völgy talpától egységes lejtővel emelkedik 513 méter fölé, míg a Kis- és Nagy-Ork-hegy lába a 400 méteres morfológiai szintre támaszkodik. Az általános fáciessorrend a Cser-hegynél vázolt modellt követi (6.4. ábra, 10.6. ábra), különbségek az illóeloszlásban, a térfoglalás szakaszosságában és az erodáltsági fokban jelentkeznek. A monogenetikus jellegre a kisebb méret mellett a faciesek még lejtőtörmelékben is azonosítható koncentrikus, övezetes elrendeződése utal.

A Kis-Ork-hegy az olvadék utánpótlás egyenetlenebb voltát tanúsítja. A tetőrégióban intenzívebben igénybe vett, szferolitos megjelenésű változat már a devitrifikációs stádiumban szenvedett el olvadékinjekciós hatást. A szürke szferolitos és a vöröses mátrix között cm nagyságrendű szabálytalan üregeket találunk. Az Ó-Gönc Ósva-völgyre néző oldalait szferolitos riolit sűrű törmeléke borítja, amely a láva nagyobb illótartalma miatt hólyagüreges megjelenésű. A szferolitok mérete 0,5-2 cm. Ez a szferolitos anyag a Nagy-Ork-hegyen már csak kisebb méretű szórtabb törmelékben jelenik meg. A testek magrészét alkotó fluidális riolit a legerősebben erodált tetőkön bukkan elő változó méretű blokkok (0,5-1 m) formájában. A dóm jelleg miatt a néha tökéletesen fluidális sávok gyakran szétagolódnak és örvényáramos rajzolatba mennek át (3.1 tábla, 3.6. fotó) Gyakori szerkezeti elemként sugaras szerkezetű, gömbölyded, egyenetlen felszínű, cm-dm átmérőjű litoid gumók jelennek meg.

A Cser-hegyhez viszonyított kisebb tömeg a felszínre került olvadék intenzívebb hűléséhez vezetett a fációsarányokat az üveg mennyiségének növekedése felé tolva el. Ez azonban a testek kisebb mérete miatt abszolút értelemben alatta maradt a Cser-hegy méretű dóm üveg mennyiségének. Az erózió a breccsás-üveges szegély egészét letarolta és már csak a szferolitos-fluidális riolitból álló magrészek maradtak meg. A fáciestani sorrend alapján (6.4. ábra, 10.6. ábra) a szferolitos riolit sűrű törmelékeivel borított Ó-Gönc kisebb mértékű eróziója valószínűsíthető. A Kis- és Nagy-Ork-hegy esetében a fluidális riolit törmelékének dominánssá válása a kürtőhöz közeli, mélyebb helyzetű övek felszínre kerülésének a bizonyítéka, ami viszont az erőteljesebb eróziós feltáródásra utal.

10.4.1 A riolitos paleovulkáni terület térfoglalási folyamatai

Az eróziós folyamatok által átformált alacsony középhegységi, miocén vulkáni térszíneken az elsődleges vulkáni szerkezetek azonosítása csupán a morfológiai adottságok alapján nehézségekbe ütközik. Ilyen esetben meghatározó

jelentőségű a vulkáni fáciestan, amelynek törvényszerűségei alapján a gyakran bizonytalan mozaikkockák is többnyire helyükre illeszthetők. A kisebb egységekre elkészített rekonstrukciók összekapcsolásával, a rétegvulkáni sorozat felépülésének vitás kérdései elfogadható pontossággal oldhatók meg. Ehhez megfelelő részletességű információk szükségesek (térképezési, mélyfúrási, petrográfiai, geokémiai, fáciestani). A rekonstrukció kritikus pontjai, hogy a ma térképezhető fáciesarányok a paleovulkáni környezeti hatások és olvadék mennyiség együtthatásaként alakultak ki. A képet a települő fedőképződmények és a változó mértékű (általában jelentős) erodáltság árnyalják tovább. Nem véletlen, hogy a korai monografikus petrográfiai és térképező munkákban nagyon sok esetben változó mértékű bizonytalanság és terepi azonosíthatatlanság jellemző.

A telkibányai Ósva-völgy a Tokaji-hegységi vulkanizmus egyik klasszikus bimodális helyszíne. Az andezites és riolitos termékek a szarmata-alsó pannon vulkáni működés szinte teljes időskáláját felölelve váltakozó dominanciával fogazódnak össze. A savanyú vulkanizmus intenzitás maximumát a szarmata emelet elején a *Szerencsi Riolittufa Formáció* (felső-riolittufa) sorozatának kifejlődésével érte el. A kezdetben sekélytengeri környezetben áthalmozódó anyagot (Telkibánya-Templomdomb), a tenger visszaszorulásával hullott és változó mértékben összesült ártufa képződmények váltották fel (Telkibánya: Cserepes, Tb–7 fúrás). Nagy mennyiségű piroklasztit felszínre kerülése az explóziós centrumok környezetében intenzív vulkanotektonikus beszakadásokhoz vezetett, amely a lávaközetek fekéjének morfológiáját mozaikossá tette. A magmakamra maradékolvadékait megcsapoló extrúziók a mélyaljzat törései és a beszakadási vonalak által preformáltak, az ÉNy-DK és az erre merőleges törésrendszer dominanciája mellett kezdték meg térfoglalásukat.

A magas pórusvíztartalmú tufaösszlet paleohidrogeológiai adottságai mind a kürtőben lévő olvadék tulajdonságait, mind a felszín alatt megrekedt testek kontaminációs, differenciációs, krisztallizációs, explóziós folyamatait jelentősen befolyásolhatták. Ennek egyik bizonyítéka az áthalmozott riolittufa felszínére települő, csak a Tb–3 sz. fúrás által feltárt, csekély vastagságú, döntően horzsakő anyagú hullott riolittufa.

Az olvadékok geokémiai karakterére a magmakamra differenciációs folyamatai, valamint a kis extrúziós ráta miatt a kürtő menti mellékőzet tulajdonságai voltak döntő hatással. Az adatok arra utalnak, hogy a mélyebb alaphegységi aljzat káliumban relatíve szegényebb volt, míg a vulkáni-szubvulkáni befogadó környezetet jelentő savanyú tufák üveges, néhol agyagos törmeléke és pórusvíztartalma viszont gazdagabb. Az olvadék a felszín felé haladva a változó víztartalmú tufaösszlet könnyen aktiválható elemeit (K, Ba) szelektíven mobilizálhatta, ami további differenciálódáshoz (savanyodás, alkália dúsulás) vezetett. Az ekkor olvadékba került elemek már nem tudtak érdemileg változtatni a befogadó savanyú magma kristályosodási jellegén.

A telkibányai savanyú vulkáni effúziós-extrúziós ciklus a Kőgáti lávaár kiömlésével indult. A rétegsorok újraértékelése során a korábbi perlit extrúziós modellel (ILKEYNÉ 1964, MÁTYÁS 1971) szemben egyre több kétség fogalmazódott meg, amelyet csak a mélyfúrásokkal feltárt testek újraértelmezésével sikerült

feloldani. A fáciesgenetikai bizonyítékok a kürtőt a mai Ork-hegyek környezetében valószínűsítik. A fáciesövezetesség a mechanikai igénybevétel hőmérséklet, illótartalom és nyomás változásainak függvényében alakult ki. Az olvadék maradék illótartalmának a külső zónákban történt akkumulációja horzsásodást idézett elő. A kürtőtől távolodva az erőteljes hűlés miatt lassú mozgású lávaanyag egyre intenzívebben breccsásodott. A nyomás növekedése a horzsásodás megszűnésével a tömött obszidiánba történő átmenethez vezetett. A szöveti változatok további fejlődésében a hőmérséklet vette át a vezető szerepet. A hőközpont közelében a kisebb hűlési sebesség mellett megindult az alapanyag krisztallizáció. Az üvegben eleinte izoláltan jelentkező szferolitok és litoidsávok egyre dominánsabbá válása vezetett az intenzíven devitrifikálódott, fluidális riolitból felépülő magrészkialakulásához. A mozgás megszűnése után a hűlési folyamat a hőkiáramlás törvényszerűségeit követve az oszlopos elválási felületek kialakulásával zárult.

A lávaár működést intenzív dóm tevékenység követte. A Cser-hegy olvadéktömege a kőgáti lávaár és az áthalmozott riolittufa közé nyomult be. Az üveges szegélyek és a centrális riolitövek horizontális váltakozása alapján a Templomdombtól K-i irányban a csúcs felé haladva több benyomulási fázis azonosítható, alátámasztva a test összetett jellegét. A Kőgáttól DNy-i irányban található kisebb dómok egyszerűbb, monogenetikus módon nyomultak fel. A testek külső, üveges szegélyei a változó mértékű hidratáció eredményeként gyakran perlitesedtek. A folyamat a Cser-hegy tufával érintkező bázisrészein szingenetikusan, még a hűlés kisebb hőmérsékletű stádiumában következett be. A felszíni részeken a perlites szerkezet kialakulásának posztgenetikus volta valószínűsíthető. A kép tovább árnyalható, ha a rekonstrukciót D-felé kiterjesztjük a tetőandezitek által lefedett Bohó-hegy – Hemzső-bérc, majd a Gönci-patak völgyoldalainak irányába, de ez már meghaladta e tanulmány kereteit.

A savanyú vulkanizmus nagyméretű lávaár redőkkel, blokkokkal tagolt felszínt hagyott maga után, amelynek eróziója, felaprózása már a vulkanizmussal egyidőben, a szarmata-pannon emelet nedves szubtrópusi klímaviszonyai között megkezdődött. A Tokaji-hegység eróziós adatainak SRTM adatbázis alapján történő becslését KARÁTSZON & TÍMÁR (2004) végezte el. Az erózió átlagos értéke számításai alapján 30 méter/millió év értékre adódott, amely mintegy 300 méter lepusztult anyagot eredményezett volna. A vizsgálati terület azonban nem rendelkezett olyan nagy reliefenergiával, hogy ilyen mértékű eróziós mértéket tételezzünk fel. Emellett számolnunk kell az andezittestek (É-felé) és a fedő tetőandezitek (D-felé) eróziót lassító hatásával. Ezt alátámasztja az is, hogy a területen idősebb korú völgyrészletek nem találhatók. A pliocén végéig a klimatikus adottságok függvényében az andezites területek (Kánya-hegy, „tetőandezit”) közötti hegylábfelszínként a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző.

A változó intenzitású tektonikus kiemelkedés ill. a klimatikusan is igazolható lepusztulás, és völgybevágódás döntő szakasza a pleisztocén korszakban következett be. A völgyfejlődés a fő szarmata tektonikai irányt követve az üveges szegélyek mentén, a fáciesöveket hagymahéjszerűen lefejtve haladt előre a kürtők irányába. A keményebb riolit anyag így az áthalmozott riolittufa és a Kőgáti lávaár

puhább anyagának gyorsabb pusztulása mellett került egyre magasabb térszíni helyzetbe.

A Cser-hegy esetében az üveges dóm szegélyek az exponáltabb helyzetű tetőrégiókban és völgy szűkületeknél (Törő-kőfejtő) kivétel nélkül eltűntek, itt a dómbelső riolitfácieseit találjuk meg. A perlitváltozatok a szélesebb völgytalpak környezetében jelentkeznek, ahol a bevágódás és oldalazó erózió nem tudta lepusztítani őket. A monogén dómok esetében a kisebb méret és az exponáltabb helyzet miatt több helyen a fluidális dómbelső is feltárul.

A kőgáti erodált lávaár esetében a völgyfejlődés egy lenyesett, elegyengetett felszínen indult meg. A völgytalp kezdetben a felső üveges, horzsaköves és breccsás perlittípusokba vágódott, majd az Ósva-völgy felső szakaszáról (Köves-patak) és DNy-i oldaláról származó andezites görgeteg és törmelék anyag véső hatásának segítségével gyorsan mélyült és szélesedett. Ez a folyamat azonban a pleisztocén végére, holocén elejére a keményebb riolitos perlit és riolit kőzettípusokat elérve lelassult. Ma a változó vastagságú hordalékanyag alatt ezek alkotják a néhol fedetlen sziklatalapzatos völgytalpat.

A tektonikai vonalat követő Ósva mellett, a ma Csenkőnek nevezett alsó szakasz a Hernád völgye felől eróziósan vágódott hátra, és összetett fejlődésű völgygyé kapcsolta a szakaszokat. A pleisztocén bevágódás értéke egyes részekén a 150 métert is meghaladhatta (KOZÁK 1979), a holocéné csak a völgyszűkületek esetében (pl. Kutyaszorító) érte el a 8-10 métert.

Következtetések

1. A korábbi munkák (HERMANN 1952, LIFFA 1953, PANTÓ 1966, ILKEYNÉ PERLAKY 1972) legnagyobb problémája az volt, hogy petrográfiai nagy precizitással jellemzett fáciesek elsődleges formakincshez kötését csak a kisebb testek esetében sikerült részben megvalósítaniuk (dómok, dyke-ok). Bár a kőzetváltozatok leírása egyre jobban letisztult, fokozatosan elkülönültek az elsődleges és másodlagos jellegek, a terület bonyolultsága és a térképezési, ill. a nyersanyag-kutatási célfeladatok mellett a teljes genetikai-vulkanológiai rekonstrukció háttérbe szorult.

2. A felmerült kérdések tisztázása a nemzetközi tapasztalatok alkalmazásával és hazai kutatások újraértékelését igényelte, amellyel bizonyos jelenségek mozgatórugói, aktivitási intervallumai új megvilágításba kerültek. Az esettanulmányok és laboratóriumi vizsgálatok eredményeit összegző fáciestani modellek segítségével a paleovulkáni rekonstrukciónál a dómok és lávaárak egyedi szerkezeti sajátosságaik alapján egyértelműen elkülöníthetővé váltak. A morfológiai egységek térbeli helyzetéből a relatív kitörési sorrend is megállapítható volt.

3. A már korábban is dómként értelmezett testek összehasonlító vizsgálata a formák összetett (Cser-hegy) vagy monogenetikus jellegére (Ó-Gönc, Ork-hegyek) világított rá.

4. A Kőgát környezetében a vizsgálatok egy több km² kiterjedésű lávaárszerkezetet igazoltak, amelyet a szöveti zónák és szerkezeti elemek lefutási

vonalaik segítségével horizontális (kürtő, lávafolyás) és vertikális metszetben (fácieszónák) tagolni lehetett.

5. A perlites fáciesek nagyarányú horizontális és vertikális elterjedése a terület kisebb eróziós kitettségének és a keményebb lavatestek, illetve délen a fedőandezitek védőhatásának a következménye. A Tokaji-hegység más savanyú lavakőzetből álló területeinek exponáltabb helyzete az üveges szegélyfáciesek sokkal intenzívebb lepusztulását (Erdőbénye–Tolcsva–Erdőhorváti) és esetenként szinte csaknem teljes megsemmisülését (Abaújszántó–Sátor-hegy) eredményezte.

10.5 Fáciestani vizsgálatok az abaújszántói Sátor-hegyen

10.5.1 Kutatástörténet

Abaújszántó környezetének földtani megismerése a hegység tanulmányozásának kezdetéig nyúlik vissza. A savanyú kőzetek első jelentősebb említése FICHTEL (1791) nevéhez fűződik, aki a vulkanitokat a Vezúv, Etna és Lipari kőzeteivel hasonlította össze. Őt TOWNSON (1793) és ESMARK követték (1798), utóbbi először alkalmazta Magyarországon a perlit elnevezést és a Sátor-hegy kőzeteit az Ischia-szigeti perlithez hasonlította. BEUDANT (1822) a perlitet földtani térképén uralkodó kőzetfajtának tüntette fel. RICHTHOFEN 1858-61 között dolgozott a hegységben. A riolitokat trachyt, a tufákat a trachyttufa kategóriába sorolta. A Sulyom riolitváltozatai különösen felkeltették érdeklődését és a csúcsot, mint „petrographisches chaos” említi.

A magyar kutatók kezdetben az ősmaradványokban gazdag kőzetváltozatokat (Gomboska, Cekeházi-árok) vizsgálták (KUBINYI 1845). SZABÓ (1866) volt az első, aki a Tokaj-Hegyalja és környékének földtani viszonyai című művében a területről is átfogó leírást közölt. BERNÁTH (1866) a Sátor-hegy lábáról gyűjtött szferolitos változat geokémiai vizsgálatát készítette el. A Sátor-hegy kőzetsorozatának első leírását SZÁDECZKY (1887) készítette, a genetikai kapcsolatokat kutatva az üveges és riolitos változatok között.

Az 1930-as években a Szerencs-pataktól Ny-ra eső terület részletes feldolgozása HOFFER (1937) nevéhez fűződik. Részletes mikroszkópi leírásai mellett, helyesen vont le következtetéseket a vulkáni fáciesekkel kapcsolatban. LENGYEL (1954) földtani felvételezésekor a Sátor-hegy környezetéről is részletes leírást közölt.

A múlt század második felében (1960-70) a Tokaji-hegység földtani térképezésekor csak 25 000-es léptékben vizsgálták a területet (ILKEYNÉ 1972a, PENTELÉNYI 1968). A nyersanyagkutatás célkitűzései mellett a haszonanyagoknak nem minősülő kőzetek háttérbe szorultak, így részletes feldolgozás csak a gomboskai kovaföldet (FRITS 1952) és a Bánya-hegy érces, összesült riolittufáját érintette. A lávafáciesek leíró-genetikai csoportosító jellemzésén (ILKEYNÉ 1972a) túlmutató rekonstrukcióra nem került sor.

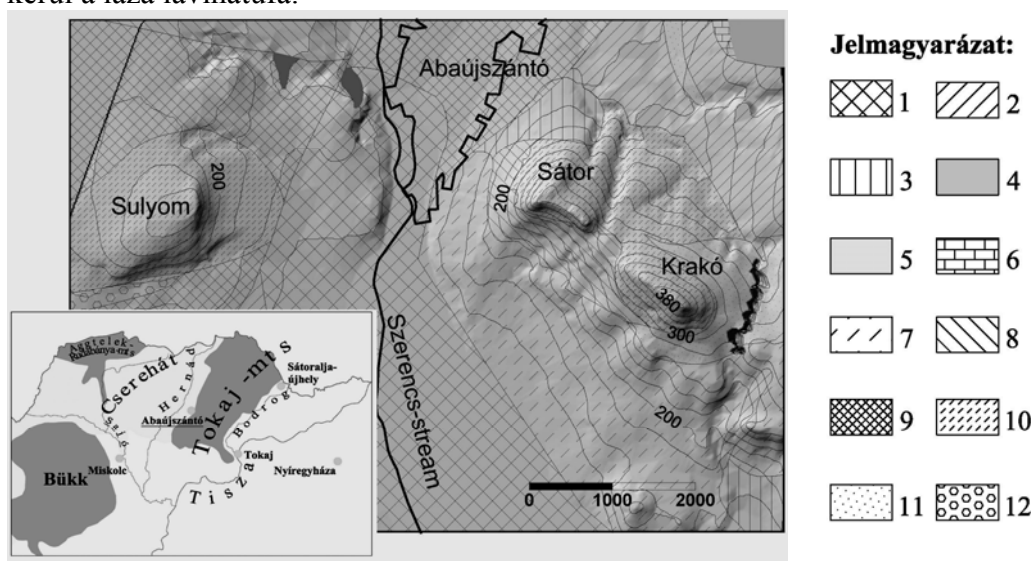
10.5.2 Földtani környezet

Abaújszántó paleovulkáni környezete a Tokaji-hegység fejlődéstörténete során több fázisban megújuló savanyú vulkanizmus helyszíne volt. Ez a néhány km²-nyi terület a Bánya-hegy összesült, érces riolittufájától indulva a Sátor és Sulyom-hegy csúcsáig 2 millió év vulkanizmusának történetét tárja fel, mintegy 150 méter vastagságban. A vulkanizmus legfiatalabb riolitlávái (11,3±0,5 millió év, PÉCSKAY ET AL. 1987), a Szerencs-patak Abaújszántónál összeszűkülő völgyét tanúhegyként szegélyező kúpok tetőrégióját alkotják (10.7 ábra). A tufákat és a lávakőzeteket felszínre segítő, a hidrotermás működés pályáit kijelölő tektonikai vonalak közül az ÉÉK-DDNy irányú, a Hernád-törésvonal rendszer egyik ágaként értelmezhető Szerencs-völgy a legfontosabb. A területtől északra található Aranyos-völgy csapása a K-Ny irány szerepének a bizonyítéka. A lávakőzetek

felszínre kerülésében emellett az ÉK-DNY és az erre merőleges irányok is fontosak voltak.

10.5.3 A Sátor-Krakkó lávafáciesei

A Sátor-Krakkó tetőrégióját a lavinatufára (*Vizsolyi Rioltitufa Formáció*) települő, a radiometrikus koradatok alapján (PÉCSKAY ET AL. 1987, 7.2. táblázat) $11,3 \pm 0,5$ millió éves riolit láva szöveti változatai építik fel. A Sátor és Krakó hegyek lávasapkái egy sokkal kiterjedtebb dóm és lávaár mező maradványai, amelynek bizonyítékeként áthalmozott törmelékük a hegylábi részek feltárásaiban bukkan elő (Gyűr-tető, Abaújszántó-Pere műút bevágásai). A magasabb 402 m-es Krakó ÉK-felé alacsonyodva ereszkedik le a 330 m átlagmagasságú „szántói” Sátor irányába. A két csúcs közötti nyergen (299 m) a lávatakaró megszakad és felszínre kerül a laza lavinatufa.



10.7. ábra Abaújszántó környezetének földtani térkép. Rétegtani egységek: **Szerencsi Rioltitufa Formáció (1-7):** 1. Riolit ártufa 2. Áthalmozott rioltitufa 3. Hullott Rioltitufa (Abaújszántói Tagozat), 4. Agyag (Hernádvölgyi Agyag Tagozat) 5. Kovaföld (Gomboskai Kovaföld Tagozat) 6. Édesvízi mészkő (Gomboskai Kovaföld Tagozat) 7. „alsó riolit” (Kishutai Tagozat) **Vizsolyi Rioltitufa Formáció (8-11):** 8. Riolit lavinatufa, 9. Áthalmozott rioltitufa, tufit 10. „felső riolit” (Sulyomtetői Tagozat), 11. Horzsaköves perlit (Sulyomtetői Tagozat). **Megyasói Konglomerátum Formáció (12):** 12. Konglomerátum

A vegetációval borított hegyoldalak kevés olyan feltárást nyújtanak, ahol az egymásra települő rétegsor kifejlődése összefüggően megfigyelhető. A Sátor-hegy DK-i orrán jelentkező, bár néhol növényzettel tagolt, törmelékkel borított kibúvások betekintést engednek a Tokaji-hegység legfiatalabb riolitos lávaközeteinek térfoglalási folyamataiba, szöveti változatainak kifejlődésébe. Az eredeti lávaárszelvény szinte teljes egészében megsemmisült, a rétegek vastagsága a vizsgált szelvény esetében a 10 métert alig haladja meg, de a paleovulkáni térszín lejtése miatt az egyenletes tetőszintű Sátor ÉNy része felé kivastagodnak. A feltárássorozat erodáltsága ellenére a Vizsolyi Rioltitufa Formáció, Sulyomtetői Tagozatának egyik típusszelvényeként jelölhető ki.

		A savanyú lávafáciesek többleptétkű szöveti jellemzése			A szöveti jellemzők tér és időbelisége, paleovulkáni modell		
Fácies		Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás, hólyagüreg generációk	Terepi megjelenés és kapcsolatok	Időbeli kapcsolatok	Paleovulkáni modell
fluidális riolit		Sötétebb üveges és a világosabb kirstályos sávok mm-es nagyságrendű váltakozása által kirajzolt fluidalitás. Változatos amplitúdójú láva redők: - makro (4-5 cm) - mikro (<mm) méretekben	Váltakozó barna üveges, kriptó- és világos mikro kristályos-felzites (10-25 µm) sávok (100-500 µm). Tökéletlen fenokristály illeszkedés esetén mikro-redők jelenkeznek.	változó mértékben lapult több cm-es sávok, tridimites bekérgezéssel. összekapcsolódó hólyagokból dm hosszúságú, több cm magasságú litofiza sorok	- Sátor tetőszint - jól definiált fluidalitás - lávaredők	- alapanyag krisztallizáció - változó lapultságú hólyagüreg	nagyobb sebességgel mozgó lávaár <i>fekü</i> höz közeli, <i>belső</i> zónája
litoidos-slíres riolit		A barna és sárgásfehér, különböző kristályossági fokú fázisok slíres megjelenésű foltjai jellemzők, amelyek a gyakran örvényáram szerkezetekben kapcsolódnak össze.	Sötétebb kriptokirstályos – mikrofelzites és világosabb sávok (10-50 µm <) tökéletlen keveredéssel. A szemcseméret durvulása-val szferokristályok (100-250 µm) is megjelennek.	világosabb sávok nagyobb mikro-porozitása jellemző	-Krakón nagyobb tömegben a Sátoron csak blokkok - széttagolódó fluidalitás - egyenetlen térszín	- örvényáramos szerkezetek kialakulása - kisebb áramlási sebesség	lávaár <i>kisebb</i> sebességű részlete, <i>tökéletlen fázis izolációval</i>
Devitrifikációs front (1-1,5m)	szferolitos riolit	A szürkés és világosabb sárgás szabálytalan alakú, különböző kristályossági fokú foltok mintázata (1-5mm) jellemző. <i>Szferolitok:</i> a, cm nagyságú (gömbölyded) b, változó mértékben ellapult amöbaszerű foltok (mm-cm, zárt szferolitok) <i>Endogén zárványok:</i> 1-5cm, körülöttük deformált rajzolat <i>Padosság:</i> 5-10 cm vastag, ÉNy-i dőlésű, lválási felületek	A változó mértékben ellapult (IIN, barna) szoros illeszkedésű kristálytűk alkotta zárt szferolitok (300-500 µm). Köztük mikrokristályos - felzites alapanyag.	szabálytalanul illeszkedő szferolitos és mikrokristályos övek, zárványok között több mm-es pórusok	- Sátor tetőszint - endogén zárványok - pados elválási felületek lefutási irányai	- endogén zárványok - szferolit képződés - alapanyag krisztallizáció - lávapadosság	a lávaár <i>belső riolitos</i> zónájának alsó része, a <i>devitrifikációs front</i> teteje.
	gyöngy-köves perlit	<i>Gyöngyköves</i> szerkezetű, breccsásodástól mentes, viaszszínű kőzetüveg, a riolit felé haladva kezdetben szórtan, majd összefüggő övben jelentkező tús, sugaras szferolitokkal. <i>Szferolitok:</i> 1-1,5 cm mellett <i>mikrokristályos foltok</i> Ø:2-5 mm is megjelennek.	A homogén barnás kőzetüvegben zárt szferolitok és mikrokristályos foltok. A fellevelesedő gyöngy-köves szerkezetek (0.5-5 mm) a kristályos struktúrákat is átmetszik.	szferolitok peremén zsugorodás	- Sátor –Krakó közötti nyeregben - a szferolitos riolit és a horzsás perlitbreccsa közé ékelődve - csekély vastagság (15-30 cm) -	- a riolit felé egyre-intenzívebb szferolit képződés - alapanyag krisztallizáció - perlitesedés	a lávaár <i>alsó üveges</i> zónája, a kifejlődő <i>devitrifikációs front</i> alsó része
horzsás perlit breccsa		Blokkosan fragmentálódott mátrix dominanciájú breccsa. <i>Perlites szerkezet:</i> gyengén fejlett a törésfelületek mentén az anyag vitrofir jellegű. <i>Zárványok:</i> endogén riolit (~cm) <i>Blokkok:</i> < 70 cm-es Ø, de általánosan 20 cm fölött. Fluidális megjelenés, ezt mikroszkópi méretekben tovább hangsúlyozza az alapanyag limonitos sávozottsága. Sűrű hülési repedésrendszer (mm) hálózat <i>Mátrix:</i> mm-cm nagyságú szürke, vagy fehér szín, szögletes, szabálytalanul illeszkedő üvegtörmelék. A nagyobb blokkokba hatoló (valószínűleg intenzív hűtőhatás mellett létrejött) repedéseket (0,5-1 cm) is kitölti. Alak: Levált, hosszúkás (0,5 mm).	<i>Blokkok:</i> a fluidális szövetű, mikrohorzsás alapanyag sávozottságát limonitos elszíneződés erősíti. A kihülési repedés hálózat mentén a fluidális rajzolatot felülíró, tús, sugaras szerkezetű axiolitok (0,5-1 mm), azonosíthatók. Ezek peremei gyakran szferolitokhoz hasonló íves lefutásúak. <i>Mátrix:</i> Izometrikus (~mm) vagy szögletes üvegtörmelék, a mikrohorzsás övek mentén levált, hosszúkás alak (0,5 mm). <i>A perlites szerkezet</i> rendkívül gyengén fejlett (100 µm).	a szabálytalanul illeszkedő szögletes darabok és üvegtörmelék	- Sátor tetőszint - fragmentáció - ezt követő korlátozott mozgás és rendeződés	- riolit zárványok - breccsásodás - hülési repedések - újrafelhevülés - axiolit képződés - perlitesedés	a lávaár intenzíven fragmentálódott, majd részben újraolvadt alsó üveges zónája, <i>maga alá temetett blokkos lávaárfront</i> ?
Lavina tufa (fekü)		Könnyen morzsolható horzsaköves riolittufa perlit és riolit lapillikel. Horzsakövek: akár 20 cm Ø, limonitosan bontottak Átahalmozott változatok: a, partközeli lazán illeszkedő, alig mozgatott limonitosan cementált horzsakövek b, agyagos, vékonyados tufit,	Y elágazású vagy hosszúkás buborékfal törmelék, fenokristályként földpát és biotit mellett kvarc is megjelenik.	illóáramlás horzsacsövei, szabálytalanul illeszkedő üvegtörmelék	- Sátor-Krakó közötti nyergen - Sátor, lávabázis alatt (tufit)) Nagyméretű horzsakövek - áthalmozás (rétegzett tufit380 m tszf !!)	- fragmentáció a kürtőben - areális transport - áthalmozás,	<i>centrum</i> közeli lavinatufa, felső részén <i>sekélytengeri áthalmozás</i> nyomaival

10.3. táblázat A Sátor-Krakó lávaárszerkezetének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében

10.5.4 Az abaujszántói Sátor-Krakó savanyú kőzetváltozatainak ásványtani-szöveti jellemzői

Szövet típus	IUGS megnevezés és	Színtelen kőzetalkotók	Színes kőzetalkotók	Szemcseméret	Hólyag üregek ásvány-társulásai
hialinos (alapanyag >90%)	alkáli földpát tartalmú plagio-klász riolit plg+szan+bi+opx	földpát (4-6%) plagioklász táblás, ikerlemezes (mm) szanidin 1. táblás, karlsbadi ikres, (350-500 µm) 2. mikrofeno-kristályok üvegesebb sávokban tús, léces (100*25, 25-50*5-8 µm)	piroxén (0,2%) biotit (0,1%) magnetit (0,1%)	perlitek gyöngyköves: üveges, szferolitos perlit – üvegben gazdag, üveg tartalmú riolitok axiolit (hosszúság: több mm * 250 µm -mm) szferolit (300-500 mm de sávokba rendeződik) barna sávok üveges - <i>kriptokristályos</i> világos - felzites (10-25 µm) <i>mikrokristályos</i> durvább sávok: 25-50 µm < szferokristály (100-250 µm) <i>finom-középszemcsés</i>	jellemzően tridimit

10.4. táblázat Az abaujszántói savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői, összehasonlító értékelés a 13. fejezetben

10.5.5 Térfoglalás

A Tokaji-hegység savanyú vulkáni aktivitásának utolsó ciklusa a *Vizsolyi Rioltuffa Formáció* lavinatufájának felszínre kerülésével kezdődött (legfelső rioltuffa), amit a savanyú lávaközetek extrúziója követett (*Sulyomtetői Tagozat*). A erősen differenciált, nagy viszkozitású savanyú olvadék extrúziója rövid (km), de nagy vastagságú (50>m) testeket hozott létre. Az elsődleges vulkáni formákat (ártufa leplek, dómok, lávaárak) az erózió, hegyláb felszín képződés már a pliocén alatt jelentősen átformálták. A Szerencs-völgy pleisztocén bevágódása a kőzettani adottságok függvényében 200-300 métert is elérte (SZEPESI 2007a). Az erózió által felszabdalt, szétagolt lávaárak csak a tetőrégiókban maradtak meg, a testek alsó centrális és bázis övét reprezentálva.

A perlitek és riolitok nagyobb vastagságban a Krakó és Sátor DK-i lejtőin vannak jelen. A Sátor-hegyen megmaradt 15 méteres szakasz mozaikossága ellenére fontos információkat nyújtott a test bázisövének térfoglalási folyamatairól. A lávaközetek közvetlen fekvésének a Vizsolyi Rioltuffa Formáció még szárazföldi körülmények között felhalmozódott, laza horzsaköves tufaanyagára települő áthalmazott változatai tekinthetők. A kőzetek dőlésirányai alapján a riolit lávaár egy ÉNy-felé lejtő paleovulkáni térszínen kezdte meg térfoglalását. A lávaár front előrehaladását a folyamatos anyagutánpótlás és a lejtő enyhe dőlése biztosította.

A kürtőtől távolodó lávafront bázisán az alsó obszidián öv alakult ki, amely a nagyobb litosztatikai nyomású körülmények között, szinte teljes egészében fragmentációt szenvedett. A tufit és a horzsaköves anyag közvetlen érintkezése sajnos nem tanulmányozható, de valószínűsíthető, hogy a 3 métert meghaladó vastagságú horzsás breccsát kialakító környezeti feltételek (sebesség, viszkozitás) kialakulásában nedves, tengerparti környezet játszott közre. A lefojtott környezetet a horzsásodás, a porozitás vártól kisebb mértékű növekedése jelzi. A kőzetdarabokat cementáló finom üveganyag tufaszerű, törmelékes mátrix térfogatsúly értékei (10.5. táblázat) sem közelítik meg a felszíni horzsásodott részletek alacsony értékeit. A telkibányai Ósva-völgy nagyobb vastagságban megőrződött szelvényeinél a felszínközeli horzsaköves perlit esetében $< 1,7 \text{ g/cm}^3$ alatti értékeket mértek (GYARMATI 1981).

Fácies	Térfo- gat- súly	Devitrifikáció típusa	Porozitás	Hőmérsé- klet	Hűlési ráta	Kihűlés ideje
<i>Fluidális riolit</i>	2,321	felzit, szferokristály	változó mértékben ellapult litofizák	750-825 C° STEVENSON ET AL. 1994 <i>a,b</i>	0,00072 C°/min GOTTSMANN & DINGWELL 2002	3-30 év STEVENSON ET AL. 1994 a
<i>Slíres riolit</i>	2,282	mozaikos krisztobalit, felzit üvegebb barna és fehér sávokkal	a durvább szemcsés sávokban mikroporozitás			
<i>Szferolitos riolit</i>	2,202	több generációs szferolit képződés	szferolitok szegélyén zsugorodás			
<i>Devitrifikációs front</i>	<i>Perlit</i>	2,382	szórt szferolitok	400-600 C° GOTTSMANN & DINGWELL 2001	0,017 C° /min (GOTTSMANN & DINGWELL 2002)	1-3 év STEVENSON ET AL. 1994 a
	<i>Horzsás perlit</i>	2,242	repedés menti axiolit		0,2-6 C° /min GOTTSMANN & DINGWELL 2002	
	<i>Horzsás perlit (mátrix)</i>	2,002	-			

10.5. táblázat A Sátor-Krakó lávafáciesének szöveti tulajdonságai. A térfogatsúly értékek saját mérések, a hűlési ráta értékei irodalmi forrásadatok.

A horzsaköves perlitbreccsa fölött, még gyorsan lehült, 15-30 cm vastag üveges-perlites zóna alakult ki. Az erőteljesen gyöngyköves szerkezetű anyag valószínűleg a lehüléssel egyidejű hidratációt szenvedett. Tovább haladva a lávaár belső részletei felé, a nagyobb hőmérséklet és az egyenletesebb hűlés feltételei mellett megindult az üveges alapanyag kristályos struktúrákba rendeződése és a devitrifikációs front kialakulása. Már a perlitben is szórtan jelentkező tűs, sugaras

szerkezetű szferolitok fokozatosan szorították ki a közetüveget és létrehozták az első teljesen rekrisztallizált fáciest a szferolitos riolitot. A lemezes-vékonypados elválási felületeken a kipreparálódó struktúrák gyakorisága és mérete befelé haladva fokozatosan csökken és helyüket az alapanyag rekrisztallizálódott mikrokriptokristályos szerkezetei veszik át. Az előre haladó láva hőtartalékai a horzsaköves perlitbreccsa részt is újra felhevítették. A hőáramlás az első lehűlés alatt kialakult repedéshálózat mentén volt lehetséges. A folyamat bizonyítéka a horzsaköves perlit blokkjainak repedéshálózatai mentén kifejlődött axiolitos struktúrák megjelenése.

A lávaár belső részén makroszkóposan fehér és barna színű sávok váltakozásával jellemezhető fluidális riolit alakult ki. A színbeli eltérés az alapanyag változó szemcseméretű krisztallizációjában és a mikroporozitás különbségeiben jelentkezik. A világosabb sávokban koncentrálódó maradék illótartalom több generációban hozott létre hólyagüregeket. A folyásirányban ellapuló hólyagüregek (mm-cm-dm) falát tridimit kristályok kérgezik be. A devitrifikált fáciesek hosszabb kihűlési időtartamát szanidin mikrolitok jelzik, amelyek az üvegeknél hiányoznak. A fluidális rajzolat az áramlási sebesség függvényében fejlődött. A lassabban mozgó részeken a fázisok tökéletlen keveredése, a foltos, örvénylő, kavargó rajzolatok megjelenése jellemző. A teljesen ellapult sávokból álló szöveti részletek a láva nagyobb sebességű áramlási zónáihoz kapcsolódtak.

A lávaár felső részén hasonló devitrifikációs övezetesség alakult ki, de a telkibányai Ósva-völgyi fáciestani analógiák alapján az üveges közetváltozatoktól a riolitig tartó átmeneti zóna akár 10 méter vastagságot meghaladó lehetett, a különböző hőmérsékleti és hőáramlási viszonyok függvényében.

10.5.6 Összefoglalás, következtetések

1. A hegység Ny-i részén az intenzív erózió a vulkáni sorozat nagyobb hányadát pusztította el, mint a belső területeken. A Sátor-Krakó feltárásai egy savanyú lávaár bázis övét reprezentálják, az elsődleges forma alsó centrális és bázisövének feltárásával.

2. Recens savanyú lávák analógiái alapján az alsó breccsa, az alsó üveges és a riolit zóna azonosítható. Az alsó obszidián öv vulkáni üvegként szilárdult meg és alacsony hőmérsékletű hidratációval alakult át perlitté. A riolit szöveti változatait a test belső, magasabb hőmérsékletű részén aktív devitrifikációs és alapanyag krisztallizációs folyamatok hozták létre.

3. A fekü felől a perliteken át a riolitig kialakult fáciesövek a hűlési sebesség változásának függvényében fejlődtek, amely egy alsó devitrifikációs front rekonstrukcióját tette lehetővé.

4. Rekonstrukciónk más feltárások esetében is lehetővé teszi a talpzónák szövettípusainak elkülönítését. Továbbá nyersanyagkutató fúrások rétegsorainak feldolgozásakor lehetővé válik az egyes extrúziós ciklusok bázisöveinek azonosítása és az összetett rétegsorok tagolása.

5. Más feltárások vizsgálata alapján a szöveti zónák vastagsága a térfoglalás és a hűlés egyedi körülményeinek megfelelően változhat.

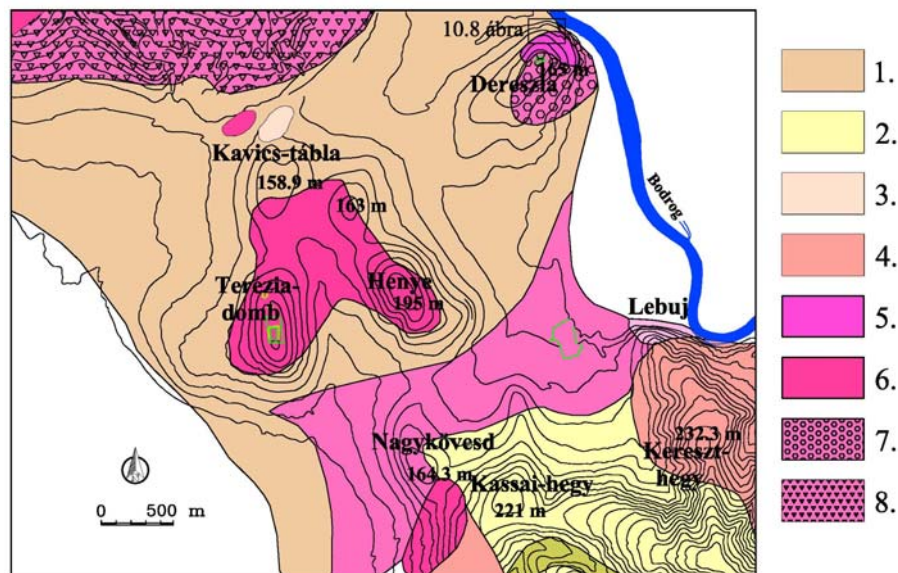
10.6 A tokaji Nagyhegy környéki savanyú vulkanitok fáciestani vizsgálata

10.6.1 Szerkezeti helyzet, feltártság

A tokaji Nagyhegy és környezete a hegység többi részétől elkülönülő morfológiai egység. Kialakulásában szerepet játszó törések közül legfontosabb a mai Bodrog futásával megegyező ÉÉK-DDNy irány (MOLNÁR 1964, GYARMATI 1974), amely mellett az ÉNy-Dk (Abaújszántó-Tokaj) valamint az erre merőleges haránttörések jutottak szerephez. A Bodrog- és a Tataköz intenzívebb süllyedése mellett (200 m, KOZÁK & RÓZSA 1982) a Bodrogkeresztúri-nyereg kisebb mértékű lezökkenésével különült el környezetétől, de a fontos szerepe lehetett az eredeti vulkánmorfológiának is.

A vizsgált savanyú vulkáni kőzettestek beágyazó környezetét a *Szerencsi Riolitufa Formáció* ártufái, hullott és áthalmozott változatai jelentik. A tufa felhalmozását a vulkáni működés intenzitás csökkenésével dóm és lávaár tevékenység követte. A törmelékes felszínek anyaga részben a dácit nyelvek anyagához is hozzákeveredett. A nyereg területének formáit a Henye dombi kavicsanyag bizonyítékai alapján a Pannon tenger abrúziója is érintette, további pusztulásuk lassulása, a lezökkenett helyzet biztosította kis reliefenergia és a lösztakaró védő hatásának tulajdonítható.

A Szerencs-Sátoraljaújhely vasút és a Tokaji-hegy dácit lávaárjai között húzódó közel 10 km² nagyságú területen hat szarmata-alsó pannon korú extrúzív test rajzolódik ki (10.8 ábra) részben pleisztocén lösszel és tufamálladékkal elegyes nyiroktalajjal fedve, amely a felszínt alig elérő extrúzív dóm vagy lávaár exhumálódott maradványa.



10.8. ábra A Bodrogkeresztúri nyereg fedett földtani térképe (Készült M-34-139 1:100 000 Szerencs földtani térképlap felhasználásával Rétegtani egységek: **Pleisztocén-Holocén** 1. Deluviális üledékek, 2. Lösz; **Miocén** Kozárdi Formáció: 3. Kavics Amadévári Andezit Formáció, Tarcali Dácit Tagozat 4. Dácit, Szerencsi Riolitufa Formáció, Kishutai Riolit Tagozat, 5. Riolit Pálháza Tagozat: 6. Perlitváltozatok Füzérkomlói Tagozat: 7. Ártufa Abaújszántói Tagozat, 8. Hullott riolitufa

A savanyú kőzettestek általában csak becsülhető kiterjedése 200-1000 m között változik. A késő pleisztocén lösz lerakódást megelőző eljegesedések és felmelegedések idején a laza állapotú beágyazó riolittufa és az aprózódásra hajlamos perlitok erodálódásának lehetősége adva volt, de pontos mértékét nehéz definiálni. Fáciestani bélyegek, kontaktusok feltárulása és a gyorsabban hűlő periférikus zónák kiterjedése alapján a testek mai nagysága a környezeti védőhatások függvényében az eredeti méret 40-60%-a lehet.

A vulkáni körzetben két változó mértékben erodált testet vizsgáltunk, amelyek kutatottsága jelentősen különbözik. A Lebuj-kanyari perlit-riolit feltárás a hazai savanyú vulkáni szelvények legismertebbje, ezzel szemben a tőle É-ra fekvő Dereszla perlittestével kapcsolatban az átlag fölötti feltártságot biztosító pincevágatok ellenére is csak utalásokat találunk (ILKEYNÉ 1972a).

10.6.2 A Lebuj-feltárás fáciesövei

Elhelyezkedés, kutatástörténet

A tokaji Nagy-hegy ÉK-i lábánál, a parazitakráterként is értelmezett (KOZÁK & RÓZSA 1982) Szent-kereszt hegy ÉK-i elvégződésénél található, a több száz éves csárdáról elnevezett Lebuj feltárás. Létrejött a már árvízmentes térszínnek tekinthető Bodrog-terasz kiszélesítéséhez kapcsolódik. A szálkőzet több, mint 100 méter hosszan követhető, de csak a nevezetes fácieseket feltáró központi falrész mintegy 40 méteres szakasza bizonyult alkalmasnak összefüggő mikroszelvény készítésére. A DK-felé kivastagodó lösz, teljesen beborítva követhetlenné teszi a test kiterjedését. Az alsó riolit erodált egyenetlen felszínére változatos perlites lávatest települ.

A feltárás jelentőségét a fáciesgazdagsága és a több mint 200 éves kutatástörténet adja. Elsőként TOWNSON (1793) vizsgálta a marekanitos perlit és perlitbreccsa kőzettípusokat, amelyeket PALLAS által (1793) leírt ohotszki mintákkal hasonlított össze. ESMARK (1798) a feltárás kőzettípusai kapcsán alkalmazta először Magyarországon a perlit elnevezést. SZABÓ (1866) magyar kutatók közül elsőként, már genetikus szemlélettel tanulmányozta a hegyaljai savanyú kőzeteket. A marekanitos perlit vizsgálata alapján helyesen ismerte fel a perlit képződésének genetikáját. Munkájához kapcsolódva készültek az első kémiai elemzések (BERNÁTH 1866). TELEGDÍ RÓTH (1933) a kocsma melletti pincéből riolittufát írt le, megerősítve azt a megállapítást, hogy a riolit és piroxéndácit feltörések keresztülhatoltak a tufán. A Tokaji-hegység részletes földtani térképezésekor ILKEYNÉ (1972a) a fácieseket egy extrúziós testen belül még olvadékállapotban elkülönült változatokként értelmezte. Részletesen a genetikai szempontból legfontosabb marekanitos perlit típust vizsgálta derivatográfiai és pásztázó elektronmikroszkópiai módszerekkel (ILKEYNÉ 1972a). Utóbbi jól mutatta az obszidián magok típusosan héjas szerkezetét. A feltárás kőzeteinek részletes geokémia, derivatográfiai, pásztázó elektronmikroszkópiai vizsgálatakor (SZEPESI ET AL. 1999), nem nyílt mód a térfoglalás modellszerű megközelítésére. A fáciesek mozgási-hűlési rekonstrukciója a nemzetközi fáciestani kutatások eredményeinek feldolgozásával kialakított dóm és lávaár térfoglalási modellek felhasználásával (SZEPESI & KOZÁK 2008) vált értelmezhetővé.

	A savanyú lávafáciesek többléptékű szöveti jellemzése			A szöveti jellemzők tér és időbelisége, paleovulkáni modell		
Fácies	Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás, hólyagüregek	Terepi megjelenés és kapcsolatok	Időbeli kapcsolatok	Paleovulkáni modell
Gyöngy-köves perlit	A feltárás uralkodó fáciese, kevésbé kifejezett felületi irányítottsággal, jól fejlett perlites szerkezettel. A marekanitok alárendeltek.	Fluidális (alárendelten felzites) gömbhéjas szerkezetű közetüveg, szub mikrosz-kópikus magnetittel.	perlites szerkezet	- fluidalitás - legnagyobb felületi kiterjedés	- perlites szerkezet	az egykori lávaár <i>belső üveges</i> zónája
Obsz. jell. perlit	Alárendelten megjelenő fácies, befelé valószínűleg kiterjedtebb. A fluidálisan sávozott sötétszürke-fekete anyagra gyengébben fejlett perlites szerkezet jellemző. A gyöngyköves struktúrákban szabálytalan felületű obszidián magok (mm) ülnek.	A erősen üveges alap-anyagban a <i>marekanitok</i> körül fellevelesedő, gömb-héjas szerkezet jelentkezik. A sötét szín szubmikroszkópikus magnetit füzéreknek (margaritoknak) köszönhető.	perlites szerkezet	- fluidalitás -korlátozott felületi megjelenés - centrális pozíció a falfelületen	- magnetit füzérek - marekanitok - perlites szerkezet	a lávaár <i>belső üveges</i> zónája. az elsődleges obszidián állapot reliktumaként megmaradt marekanitokkal
Riolitos perlit	A szürke, gyöngyköves szerkezetű anyagban a riolitos anyag mennyisége fokozatosan csökken, amely kihengerelt sávok vagy izolált, litofizákat tartalmazó foltok formájában jelentkezik.	Fluidális, perlites szerkezetű közetüvegben felzites, mikro-felzites foltok, szferokristályok. A hűlési repedések mentén axiolitok jelennek meg.	jól fejlett perlites szerkezet hűlési repedések -riolitos sávokban litofizák (dm) mikroporozitás,	- jól fejlett laminaritás - izolált, szétkenődő riolitos foltok	- hűlési repedések-axiolitok - óriás litofizák kialakulása - perlites szerkezet	a lávaár változó hőmérsékletű <i>belső átmeneti öve</i>
Felső lávaár riolit	Az alsó riolit kiemeltebb részein csak izolált foltok Az alsó riolit érintkezési zónájában mikrobeccsás jelenségek Jellemző szerkezeti elemként szingenetikus törések, mikrovetők	Az alsó riolittól finomabb szemcseméretű alapanyag. A krisztobalit finomszemcsés (80-100 µm), mikrofelzites mikrofelzites (5-15 µm) sávjai kriptokirstályos (>5 µm) részletek fluidális sávjaivai megszakadó foltjaival váltakoznak.	több generációs litofiza képződés 1. <i>1. elnyíródő félgömb alak~ cm</i> 2. <i>koncentrikus üregfalak ~ dm,</i> a falakon tridimit, opál, kalcedon	- csak a Ny-i falrészen összefüggő zóna - jól fejlett laminaritás	- mikrobeccsás jelenségek - csúszási vetők	fiatalabb lávaár terepakadályon túljutott, makro-breccsásodástól mentes <i>bázisöve</i>
Vörös-szürke perlit breccsa	A három vegyértékű Fe-tartalomtól vörösre színeződött, törmelékes kötőanyagban a mozgás irányában lencsésen, nyelvyszerűen elnyúlt,asztikus állapotban ellapult fekete üvegtörmelékek, szürke-fekete színű perlites üvegfolatok. Gyakoriak a feké riolit cm-es zárványai	Fáciesidegen intenzív alapanyag krisztallizáció jellemző (felzit, mikrofelzit). A riolit zárványok eltérő szöveti jellegük miatt jól elkülönülnek.	a gázáramlás (10-100 µm) horzsacsövei	- csak a K-i oldalon - az alsó riolit zárványai - a breccsa és a felső riolit azonos mélységi pozíciója	- horzsás-perlites szövető alapanyag - ellapuló üvegfolatok - fáciesidegen intenzív devitrifikáció	<i>elsődleges szöveti jelleg:</i> mikroexplóziós breccsa,- <i>másodlagos szöveti jelleg:</i> terepakadály miatt maga alá gyűrt, újra felhe-vült lávaár front
Alsó riolit egység	Szürke-fekete (finomabb) és rózsaszín (durvább) mm-cm sávok, slíresen elkülönülő foltok váltakozása jellemzi. A két különböző fázis lamináris mozgás általi izolációja nem elég kifejezett. Felfelé finomodó blokkos-törmelékes megjelenés.	Több fázisú alapanyag-kristallizáció, devitrifikáció és re-krisztallizáció jellemző. 1. szürke sávok: zárt szferolitok (<mm) felzit, mikrofelzit 2. Világos sávok: krisztobalit sötétebb 3. re-krisztallizációs, granofiros szöveti részletek, elmosódó szferolitok	kapcsolat nélküli kissé deformált hólyagüregek (2-10mm). a falakon csak tridimit.	- szabálytalan lefutású felület - gyenge fluidalitás és fázis izoláció	- deformálatlan hólyagüregek - hiányzó üveges fáciesek - utólagos felhevülés miatti re-krisztallizáció	erőteljesen erodált dóm részlet

10.6 táblázat A Tokaj-Lebuj feltárás lávafáciesének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és idő kapcsolatrendszerének függvényében A fáciesek terepi, makro- és mikroszöveti fotói az 5.1. 5.2 táblán láthatók.

10.6.3 A Dereszla fáciesövei

A Dereszla-domb felszín-alaktanilag elliptikus kiemelkedés, amelyet Bodrogkeresztúr település ölel körbe. Hossztengelyének csapásiránya követi a térség szerkezetét meghatározó Bodrog-vonalat. Felszíne szőlőművelés alatt áll, legmeredekebb oldalai ÉK-i elvégződésénél találhatók, ahol a pincék szálkőzetbe mélyülnek (DK-i lankás oldalain találtunk a málladéktakaróba mélyült beomlott pincét is).

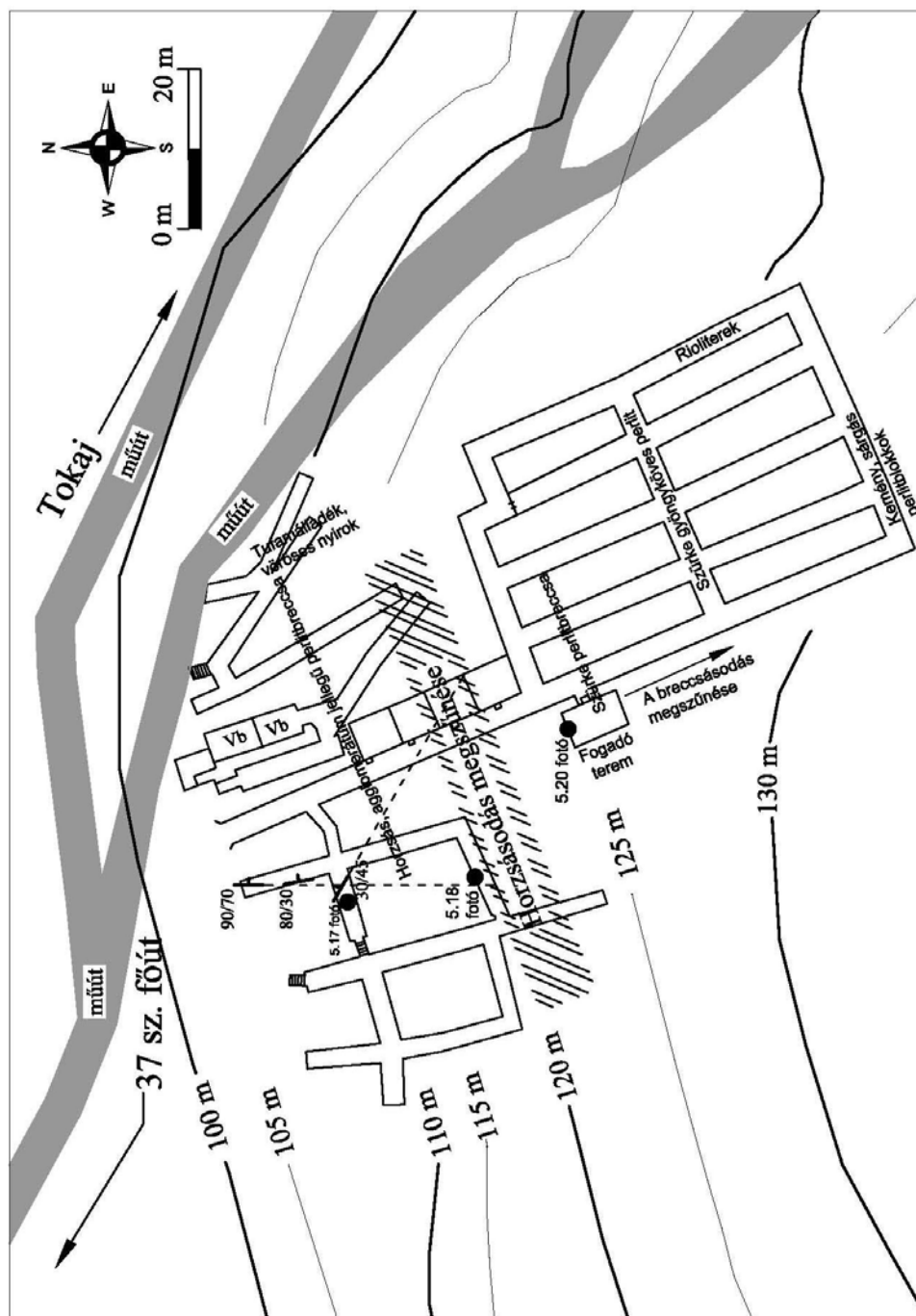
A fáciesek kutatástörténete sokkal szegényesebb, mint a Lebujé. SZABÓ (1866) kétszer is felkereste az előfordulást. Külön kiemelte a fekete perlit közettípust, második látogatásakor „eruptív-breccsa” jellege keltette fel érdeklődését. Az előfordulást az 1:25000-es magyarázó nem említi (csak a Lebujt, a tarcali Nagykövesdet és a Terézia dombot). ILKEYNÉ (1972) néhány mondatos jellemzése összefüggőbb „tisztább” perlittömeggként definiálja, amelynek felszínalatti kiterjedése akár műrevaló készleteket is rejthet magában.

Legjobb feltárását az ÉÉNy-DDK-i Chateau Dereszla (volt állami borkombinát) pincerendszer adja, amely mintegy 100m hosszan és 50m szélességben tárja fel a perlittest peremi zónáit. A tulajdonosváltás miatti felújítási munkáknak köszönhetően (2001-2003) friss kőzetfelszíneken tudtuk tanulmányozni a perlittest szöveti és faciéstípusainak egymáshoz való viszonyát, térbeli kiterjedését

A Dereszlát felépítő perlit tömeg a Lebujhoz hasonlóan egy erodált riolittest szabálytalan lefutású felszínére települ. A perlit fekvését képező világossárgás, rózsaszín lemezes riolit 100 m-el keletebbre és kb. 8-10 méterrel mélyebb helyzetben tárult fel egy támfal építésekor (a feltárás a támfal befejezésével megsemmisült).

A Chateau Dereszla pincerendszer bejárat 30-40 méteres szakasza keményebb, ridegebb, obszidián jellegű, helyenként kovásodott anyagú perlitbreccsába mélyül. A közeli Bodrog-völgy és a hegységperemi szerkezeti törések felújulásaira utalnak a meredek ÉK-i, Bodrogra néző oldalak. Emellett az utólagos szerkezeti hatások bizonyítéka az összletet tagoló törésrendszer, amely mentén kisebb elvetések is észlelhetők. Ilyenek figyelhetők meg a bejáratához közelebb eső vágatfalakon, egy másik pincében a boltozat vetőmenti, több méteres felszakadását észleltük. A változó dőlésű vetőrendszer (30/80°, 30/45°- 90/70° 10.9. ábra) az ÉK-DNy és a K-Ny-i irány dominanciáját mutatja.

DK felé haladva a gyöngyköves jelleg válik uralkodóvá a breccsásodás fokozatos megszűnésével. Kisebb inhomogenitásokat a perlitből a vágatok kialakításakor kipreparálódott, keményebb, lekerekített blokkok jelentenek. Ezekben a perlit színe kivilágosodik, helyenként sárgás-zöldes, üvegfényűvé válik. A test csapásában a belső DK-i vágatokban cm-es nagyságrendű riolit erek jelennek meg, amelyek m-es hosszúságban követhetők.



10.9. ábra A Chateau Dereszla pincerendszer helyszínrajza, a fáciesövek elrendeződésével, a vetőzóna dőlésadataival

	A savanyú lávafáciesek többléptékű szöveti jellemzése			A szöveti jellemzők tér és időbelisége, paleovulkáni modell		
Fácies	Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás, hólyagüregek	Terepi megjelenés és kapcsolatok	Időbeli kapcsolatok	Paleovulkáni modell
Gyöngy-köves perlit breccsa	Változó mátrix – törmelék aránnyal jellemezhető, gyöngyköves perlitbreccsa. Az intenzívebben fragmentált részeknél a limo-nitos mátrix aránya akár 60% fölötti. A törmelék méret a feltételezett centrum felé növekszik. Egyre összefüggőbb zónák kifejlődésével.	Bontott szegélyű szabálytalan, szögletes perlites üvegdarabok (cm), finomabb üveg és kristály törmelék (<mm) alkotta mátrix-ban. A perlites szerkezet vonalai nem követhetők a mátrixban.	szabálytalan illeszkedésű törmelék, perlites szerkezet	- centrum felé durvuló törmelék méret	- breccsás szerkezet - perlites szerkezet kifejlődésének egyenetlensége	szingenetikus hidratációt szenvedett dóm még breccsás <i>külső átmeneti öve</i>
Gyöngy-köves perlit	A belső részek összefüggő fáciése, változó mértékben széteső, szürke jól fejlett (mm-cm) perlites szerkezettel.	A perlites szerkezet vonalai koncentrikusan ágyazódnak egymásba, és fenokristályokat is átmetszik.	perlites szerkezet	- a testben elfoglalt helyzet	- perlites szerkezet kialakulása	szingenetikus hidratációt szenvedett <i>dóm belső része</i>
Szferolitos perlit	A szürke perlites szerkezetű anyagban több dm átmérőjű kompakt, sárgás-zöldes színű tömegek különülnek el. A alapanyag krisztallizáció sávja makro (cm) és mikro (mm) méretekben is jelentkezik.	A perlites szerkezetű alapanyag-ban, barnás szferolitokból (<mm), szfero-kristályokból és felzítból álló sávok. A zárványok anyagának egyediségét longulitok, (25-10 µm hossz) megjelenése jelenti.	perlites szerkezet	- a testben elfoglalt helyzet	- zárványok - perlites szerkezet - alapanyag krisztallizáció - longulitok megjelenése	szingenetikus hidratációt szenvedett <i>dóm belső átmenti zónája</i>
Perlit-breccsa – agglomerátum	Görbült felületekkel határolt, akár 0,5-1m Ø blokkok, változó szemcseméretű (cm-mm) laza, horzsás mátrixban. A szürkés fekete blokkokat lemezes-pados hűlési felületek tagolják. A Bodrog felé változó dőlésű (30/80°, 30/45°- 90/70°) vetőzóna azonosítható.	<i>Blokkok:</i> gyengén horzsásodott, kompakt, nehezen törhető obszidán jellegű perlitből állnak. A perlites szerkezet gyengén fejlett. A mátrix finom üvegtörmelék alkotja, a alakjuk a horzsás zónák felaprózását bizonyítja.	övekben koncentráló horzsásodás, „újraolvadt”, összehegedt tömörebb részletekkel	- gömbszerű blokk felületek - vetősíkok	- izolálódó horzsásodás - gyenge perlites szerkezet - lemezesség - vetősíkok	kihülésben köz-ben gravitációsan összeomlott <i>dómszegély</i> , utólagos tektonikai igénybevétel nyomaival
Alsó lemezes riolit	Lemezes elválású (3-10 cm), a folyásosság irányában zsinórosan sávozott. A világosvörös-rózsaszín (1-10 mm) és fehéres (0,5-5cm) sávok lefutása egyenetlen, néhol elvékonyodó, egymásba fogazódó. A lila sávok alján a hematit kioldása és újrakicsapódása okoz elszíneződést.	A Lebuj alsó riolitjához hasonló durvább szemcseméretű kristályos (100 µm) foltok, re-krisztalizációs (granofiros 250-350 µm) szöveti részletekkel.	mikroporozitás	- szabálytalan, lenyesett eróziós felület	- lemezesség - re-krisztallizációs granofiros szövet	valószínűleg egy intenzíven erodált test <i>bázisközeli zónája</i> , a fedő perlittest <i>újra-felhevítő</i> hatásával

10.7. táblázat A Dereszla összetett lávadóm szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében. A fáciesek terepi, makro és mikroszöveti fotói az 5.3 táblán láthatók.

10.6.4 A Lebuj és Dereszla savanyú kőzetváltozatainak ásványtani-szöveti jellemzői

Szövet típus	IUGS megnevezés	Színtelen kőzetalkotók	Színes kőzetalkotók	Szemcse-méret	Hólyagüregek ásványtársulásai
<i>Lebuj</i> <i>hialinos</i> (alapanyag >95%)	<i>plagioklász – alkáli földpát tartalmú riolit</i> szan+plg+bi+q+mg	<i>földpát (~5%)</i> <i>plagioklász:</i> 2 generáció: 1. mm, 2. 400-700 µm ikerlemezes, glomeroporfiros <i>szanidin</i> táblás, karlsbadi ikres (250-500 µm) mikrolit: tűs, léces 70*15 µm <i>Kvarc</i> (1-2 szemcse) 0,5-1mm	<i>biotit</i> tűs, lemezes 200-700 µm <i>magnetit</i> (200 µm) <i>magnetit mikrolit</i> szubmikroszkópikus <i>piroxén (augit)</i> 1-2 szemcse 200 µm	perlitek üveges, szferolitos perlit – üvegben gazdag, üveg tartalmú riolitok Lebuj felső lávaár: felzít <4 -50 µm , <i>kripto, mikro-kristályos</i>	tridimit, opál, agyagásvány (illit)
<i>Dereszla</i> <i>hialinos</i> (alapanyag >95%)	<i>plagioklász – alkáli földpát tartalmú riolit</i> szan+plg+bi+q+mg	<i>földpát (~5%)</i> 1. generáció mm, 2. 400-700 µm <i>plagioklász</i> ikerlmezes, glomeroporfiros <i>szanidin:</i> táblás, alapanyag zárványos intenzív fragmentáció mm, karlsbadi ikres (250-500 µm) <i>kvarc:</i> 0,5-1 mm	<i>biotit:</i> tűs, lemezes 200-700 µm, <i>magnetit</i> (200 µm) <i>piroxén mikrolitok</i> longulitok, margaritok hosszúság:10-25 µm szélesség: 1-2 µm	Lebuj, Dereszla alsó dóm riolitok ekvigranuláris krisztobalit 100 µm granofiros szövet 250-350 µm <i>finom, közép-szemcsés</i> szferolit 300-700 µm	tridimit

10.8. táblázat A tokaji Nagyhegy környéki savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői, összehasonlító értékelés a 13. fejezetben. A szövet változatok és ásványos alkotók fotói az 5.1, 5.2, 5.3, 5.4. táblán láthatók

10.6.5 A térfoglalás

A miocén szarmata emeletében a felső-köpeny és kéreg határán lezajlott olvadékgenerációs folyamatok nagy mennyiségű savanyú magmát hoztak létre a Kárpát-medence utolsó nagy tufaszolgáltatási periódusát indítva el a Tokaji-hegységben („*Szerencsi Rioltuffa Formáció*). A sekélyszintű magmatartóknak a hegység D-i és É-i részén egyaránt explozív, vulkanotektonikus beszakadásokkal kísért több ciklusú kiürülése 200-300 méter vastagságú összlet kifejlődését eredményezte.

A D-i részen négy ciklusra tagolt (ZELENKA 1964) összletben nagy SiO_2 tartalmú, jelentős mennyiségű fenokristálytöredéket tartalmazó, változó mértékben összesült ártufa, hullott tufa, áthalmazott termékei váltakoznak. Az ártufa szolgáltatás tengelyében, az alátámasztását vesztett olvadéktartó vetők menti lezökkenésével egy 20-30 km átmérőjű vulkano-tektonikus süllyedék (ash-flow caldera) jöhetett létre. A kialakuló töréshálózat a magmakamrákban rekedt riolitos olvadékmaradékot kisebb extruzív dómok és lávaárak formájában segítette felszínre. A gyakran kürtőig letarolt riolitos lávatestek a süllyedéssel intenzíven érintett centrális zóna peremi öveit jelölik ki (*Monok, Golop, Bodrogkeresztúr*). Az egykori kaldera vonalait a vulkáni összlet tovább épülése részben intermedier lávák révén, a fiatalabb töréshálózat kialakulása, az alföldperemi lezökkenések és az intenzív erózió teljes egészében eltüntette. A változó mértékben kovásodott zónákban (*Aranka-tető-Kassa-hegy-Kővágó vonulat*) morfológiai inverzió jellemző.

A vizsgált dómok a központ K-i, Bodrog-vonal menti letarolt szegélyzónájában helyezkednek el. A radiometrikus koradatok alapján a testek a Lebujszék és Terézia-domb ($11,6 \pm 0,6$ - $12,1 \pm 0,5$ millió év 7.2 táblázat) a Dereszla ($11,86 \pm 0,36$ millió év) egy rövidebb ciklus termékei. A vulkáni működés záró epizódját ($10,5 \pm 0,5$ millió év PÉCSKAY ET AL. 1987) a tőlük délre található tokaji-Nagyhegy piroxéndácit vulkáni központ felépülése képviseli. A magma keveredéssel keletkezett dácit és riolitokat létrehozó olvadék között szoros fejlődési-genetikai kapcsolat bizonyítható (RÓZSA 1995).

A dómok anyagának szöveti és geokémiai vizsgálata alapján a magmakamrában lezajlott differenciációs és konvekciós folyamatok egy nagyon fejlett, fenokristály szegény olvadékot hoztak létre. A nyom és ritkaföld elem koncentrációk (13. fejezet) alapján mind a plagioklász ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,11$), mind a szanidin ($\text{Ba}=109$ ppm) frakcionációja megtörtént. A kevés szanidin (~2%) fenokristály a Dereszlánál nagyméretű olvadék zárványokat tartalmazott. A kürtőben mozgó magma dekompressziója a fenokristályok szétesését okozhatta, az épen maradt szemcsék a nagy viszkozitású olvadék mozgása közben a hasadási vonalak mentén fragmenálódtak tovább.

Az olvadék ásványtani fejlődése a térfoglalás közbeni piroxén és magnetit krisztallizációjával zárult. Első fázisban a piroxén mikrolitok nukleációja következett be. Ez nagy valószínűséggel még a kürtőben történt, az olvadék intenzív túlhűlése és illóvesztése mellett (SHARP ET AL. 1996). A magnetit füzérek már a térfoglalás közben alakultak ki. Az örményországi obszidiánok vizsgálati

eredményei szerint (GEVORKIAN ET AL. 1996) a hőmérséklet újbóli megemelkedése a viszkozitás csökkenésével jár együtt Ennek eredményeként következhetett be a piroxének szétesése és egyidejű oxidációja. A krisztallitok változatos konfigurációt vehettek fel (fűzészerű, sugaras elrendeződés (5.28. *fotó*).

A fáciestani modelljeink (SZEPESI & KOZÁK 2008) alapján mindkét előfordulás két egységre bontható, az alsó erodált riolit egységekre kisebb méretű, üvegesebb lávatestek települtek. Az idősebb riolit feltárulása intenzív eróziós periódust bizonyít a két extrúziós fázis között. A gyorsabb hűlésre utaló, lemezes elválási felületekkel rendelkező Dereszla riolit a Lőrinci előfordulás analógiája alapján a tufában megrekedt kriptodómra utal.

A fiatalabb lávák a változó mértékben erodált felszínen kezdték meg térfoglalásukat. A fácies típusok jellege és azok elrendeződése kisebb (~ 1 km hossz, ~ 50-100 m vastagság) szubareális testeket valószínűsít. Az olvadék jelentős túlhűlése mellett a riolit fácies kialakító alapanyag krisztallizáció és devitrifikáció csak kisebb sávokra (Dereszla), vagy a lassú extrúziós mozgás által felhevített bázisövekre korlátozódott (10.10. *ábra*). A fekü riolitban a fedőtestek hőkiáramlása intenzív felhevülést eredményezett, amely alkália dús közetüvegben *re*-krisztallizációs szöveti bélyegeket eredményezett. Ekkor jöhetett létre a felziteszferolitos anyag jellegét elhomályosító granofiros (hópehely) szöveti foltok (5.3 *tábla*, 5.24 *fotó*).

A szöveti fejlődés utolsó állomása perlites szerkezet kialakulása volt. A marekanitos, gyöngyköves, és obszidián jellegű változatok perlites szerkezetének fejlettsége azonos vízfelvételi lehetőség mellett is jelentősen különbözik. A legfejletlenebb perlites a dereszalai horzsás agglomerátum fekete perlitjénél jelentkezik. A Lebuj üveges változatai esetében, az eredeti obszidián állapotot bizonyító marekanitok változó sűrűsége mellett jól fejlett perlites jellemez.

A Lebuj központi falrészén a felső egység esetében a térfoglalás lávaár jellegűen történt. A dóm és lávaár riolit a szerkezeti elemek elrendeződése (fluiditás, litofizák, fenokristály illeszkedés) ezt jól szemlélteti (10.9. *táblázat*). A Dereszla esetében a feltároló fáciesövek alapján ez nem dönthető el egyértelműen. A belső részekről különböző külső agglomerátum jellegű perlitbreccsa kihülő félben lévő dómszegély gravitációs összeomlásával keletkezhetett. A mátrix dominanciája nagyobb szállítási távolságot jelez (>3 km).

	Alsó „dóm” riolit	Felső „lávaár” riolit
<i>Laminaritás</i>	Gyenge (fotó)	Jól definiált (fotó)
<i>Litofizák nagysága</i>	2-10 mm	Akár 10 cm fölött
<i>Litofizák szerkezete</i>	Kapcsolat nélküli deformálatlan üregek	1. Elnyíródő félgömb alak ~ cm 2. Koncentrikus üregfalak ~ dm,
<i>Litofizák ásványai</i>	Tridimit	Tridimit, opál kalcidon
<i>Fenokristály illeszkedés</i>	Rossz vagy nincs	Fluidálisan rendeződés

10.9. táblázat A Tokaj-Lebuj alsó dóm és felső lávaár riolitjának szerkezeti elemei

A Lebuj felső lávaár esetében az erózió a horzsás-üveges külső, valamint a belső üveges övet szinte teljes egészében letarolta. A telkibányai Ósva-völgyi

lávaár (Kögát) esetében a riolit uralkodóvá válása általánosan 100 m-es lávamélységben következett be, így a perlitből több 10 m veszteség prognosztizálható. A Dereszla esetében a test külső zónái nagyobb arányban maradtak meg. A horzsás és a belső, tömöttebb, üveges övek rendeződési irányai, a breccsásodás megszűnése, az alapanyag krisztallizációs szöveti bélyegeinek megjelenése a kürtő helyzetét a test csapásirányában DNy-felé jelölik ki.

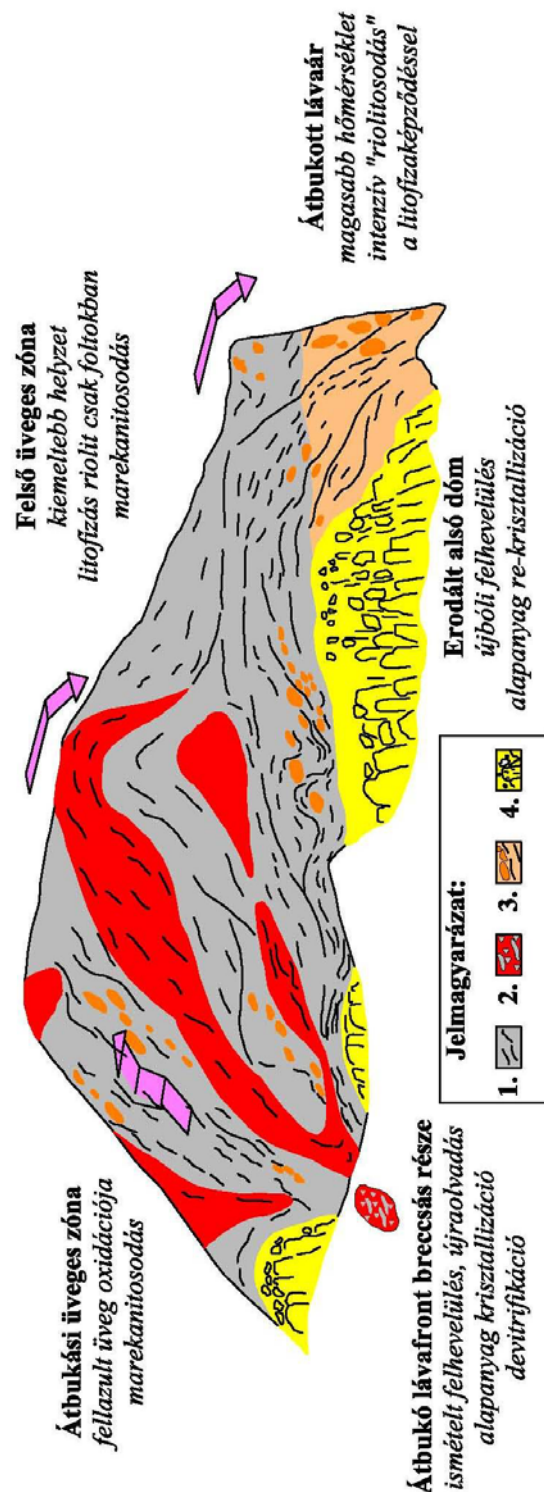
Lebuj

A Lebuj központi falrészén az alsó dóm riolit és a felső lávaár szabálytalan felület mentén érintkezik. Az alsó dóm legkiemeltebb részein csak szferolitos perlit látható, míg a mélyebb helyzetű övekben nagyobb arányban fejlődött ki a litofizákban gazdag riolitos zóna. A fáciesarányok és a térfoglalás legfontosabb kérdése miért nem fejlődött ki riolit a magasabb övekben.

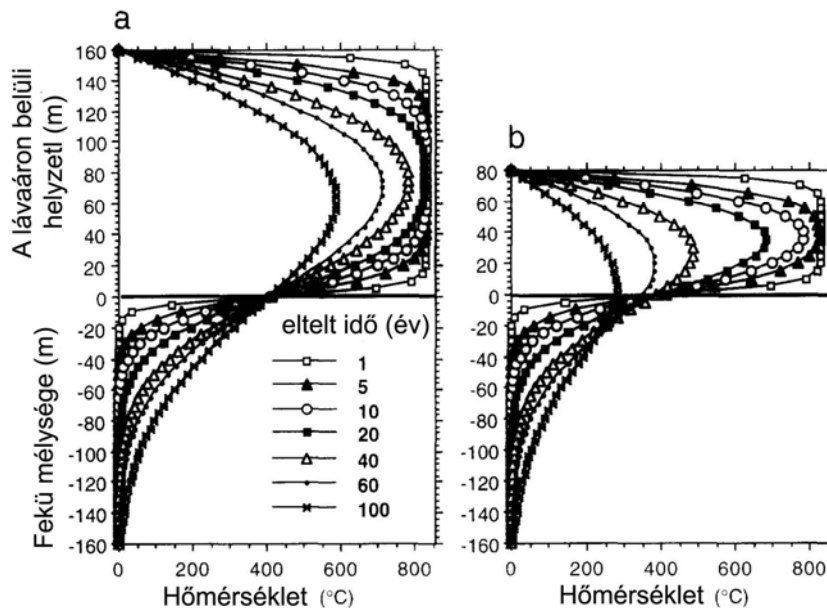
A lávaárak szöveti fejlődési modellje alapján (SZEPESI 2007) ha az alsó és felső üveges zóna között a hőmérséklet meghaladja a T_g értéket, szükségszerűen megindul az alapanyag devitrifikációja és krisztallizációja. A feké felé, az átmeneti övben pedig kifejlődik a nagyméretű szferolitokkal jellemezhető devitrifikációs front. A Lebuj esetében az az extrém eset áll fenn, hogy az alsó üveges zónában a hőmérséklet csak foltokban, az egyenetlen terep mélyedéseiben érte el az alapanyag átkristályosodásához szükséges értéket (hasonlóan az ártufák összesüléséhez). A litofizák gyakorisága és mérete alapján illógazdag környezet a T_g hőmérsékletét jelentősen csökkenthette, amely így kb. 600°C körüli lehetett.

A lávaár bázisát színező elem a horzsás vörös-fekete perlitbreccsa fácies megjelenése kontakt lavabreccsaként nem lenne környezetidegen, de horzsás szerkezetet okozó nagyobb illómozgás csak a test külső öveiben (talus) mehetett végbe. A terepakadályhoz érve ezt a lávárészt a test maga alá temette majd áthaladt fölötté. A dóm magasabb részein átbukva már, a lassú extrúziós mozgás jól látható mechanikus breccsás sajátosságot már nem hozott létre. Amerikai lavatestek (*Badlands lavamező, Ohio* MANLEY 1995) terepi és modellezési vizsgálata kimutatta (10.11. ábra), hogy már egy 80 m vastag olvadéktest lassú (cm/perc) mozgása közben a feké akár 400°C fok fölé melegítheti. A közel azonos hőmérsékletű anyagok között csak mikrobreccsás jelenségek lépnek föl.

Ezt követően a már „hidegebb” breccsa a fölötté mozgó lavától újra felhevült és szöveti fejlődésben hasonló folyamatok zajlottak, mint az öregebb dómanyag képezte akadály másik oldalán. A magasabb hőmérséklet hatására megindult alapanyag krisztallizáció mértékét a röntgen vizsgálatok által kimutatott 71% krisztobalit szemlélteti (13.2. táblázat). A fekete üvegesebb foltok a terhelés miatt ellapultak, elvonszolódtak, a finomabb törmelék a nagyobb szemcsék mentén rendeződött.



10.10. ábra A Tokaj-Lebuj feltárás fácies-tani (a.) és térfoglalási és fácies-tani szelvényrajza. Jelmagyarázat: 1: A felső lávaár tömött üveges fáciesei perlitfáciesek (gyöngyköves, marekanitos, riolitos) a vörös szín esetében intenzív oxidációval 2. A lávabázis vörös-fekete perlitbreccsája. 3. A felső lávaár riolit öve (riolitos sávok > perlit). 4. Alsó, idősebb erodált dóm egység



10.11. ábra A Badlands lávaár (DNy-Ohio, USA) két különböző vastagságú lávaárjának a hűlés függvényében számított hőmérsékleti görbesorozata 830 °C-os kiindulási eruptációs hőmérséklet mellett (MANLEY 1995). a, Egy 160 m vastag lávaár hűlési profilja, A lávaárbelső nagy része az üveg termodinamikai szolidusza fölött marad ($T_g=650$ °C), ami megfelelő feltételek mellett akár 20 év folyási időtartamot jelent. b, Egy 80 méter vastag lávalebeny hűlési profilja. A belső részek 5-7 évvel az extrúzió után még folyásra képesek.

Az akadály másik oldalán azonos hőmérséklet mellett breccsásodás mentes kifejlődés jött létre. A hőmérsékleti viszonyok „tisztá” riolit létrehozását nem tették lehetővé, de az üveg arány 50% alá csökkent. Az illótelített bázisövben a krisztallizációs frontok koncentrikus, egyre szélesedő vándorlásával a Tokaji-hegység legszebb litofizái fejlődtek ki, amelyek két típusban és generációban jelennek meg (10.9 táblázat). Formájukra általában egy nukleációs pont (szferolit vagy kisebb hólyagüreg) köré rendeződött koncentrikus peremek sorozata jellemző, amely az alapanyag krisztallizáció helyi nyomásnövekedést és illótelítettséget okozó ritmusában fejlődött. Felületüket a tridimit, opál és kalcedont kérgezi. A litofizák környékén az alapanyag deformációja jelzi, hogy a devitrifikáció és felfúvódás még plasztikus állapotban, T_g érték fölött következett be. A felső falrészén riolitos anyag már csak foltokban jelenik meg. A változó mértékben ellapult anyag óriás litofizákat is tartalmaz (központi fal teteje ~20 cm). A fluidális irányítottság az üveges alapanyagra is jellemző, az alárendelt krisztallizációs, devitrifikációs szöveti zónák is laminárisan rendezettek.

A savanyú lávák húzó feszültségei csak bizonyos zónákban akumulálódnak és csak arra megfelelő helyzetben hoznak létre jól fejlett fluidális szövetet (SMITH 1996, SMITH 2002). A terepakadály után a vezérlő tényezők gyengülése a fluidális irányítottság szétagolódásához vezetett (központi faltól Ny-ra).

A bázis övet számos törés és mikrovető járja át, melyek a riolitra boruló lávatest hűlési-mozgási eltérései okozta leszakadási irányait mutatják. Megszilárdulás közben a sebesség és hőmérséklet különbségek is közrejátszhattak, amelyek lineáris gyengeségi zónákat alakítottak ki az anyagban. Ezt a Bodrogmenti vulkanizmus utáni szerkezeti mozgások, intenzívebb lezökkenések tovább hangsúlyozták.

Dereszla

A Dereszlánál egykor felnyomult savanyú magma térfoglalásakor a fenokristály töredékek nagyon intenzív mozgást és mechanikai igénybevételt tanúsítanak, ami a kürtőbeli dekompresszió, és a nagy viszkozitás miatti aprózódás következménye.

A test övezetessége megfelel a lávadómok külső zónáiból leírtaknak (SZEPESI & KOZÁK 2008), mégis jelentős különbség mutatkozik a belső és külső breccsa szerkezeti jellegében. A külső rész perlitesség nélküli, horzsás obszidián jellege élesen szemben áll a belső öv intenzív gyöngykövesedésével. Bár éles szerkezeti határ nem található közöttük, valószínűsíthető két különböző genetikájú felnyomulás anyagának egy eróziós formában történő egyesülése.

A külső öv (auto)breccsásodott blokkjainak obszidiánszerű megjelenése, lekerekített felülete, a bennük kialakult lávapadosság, a gyakran összehegedő horzsás megszilárdulás közbeni mozgás, és a felhalmozódás utáni újraolvadás lehetőségét vetik fel. Recens analógiák alapján (pl. *Unzen, Japán*) egy kihűlőben lévő dómfelszín gravitációs összeomlása feltételezhető. A hosszabb távú (több km) mozgás megmagyarázza a mátrix dominanciáját, valamint a laza mátrix és a blokkok anyagi különbségeit. A mozgás közben intenzíven fragmentálódott anyagban a lekerekedő, nagyobb egyben maradt tömegek mérete az 1 métert is meghaladta. Ezekben a nyugalomba kerülés után a helyi nyomás és hőmérsékleti viszonyok függvényében szintén kisebb újraolvadás és hűlési felületek kialakulása jött létre. A törmelék és fenokristály fragmentumok elrendeződése alapján a kigázosodás valószínűleg a helybejutás után is tartott. Az anyag további érdekessége, hogy az abaújszántói Sátor lávaár bázison feltáruló horzsás perlitbreccsájához hasonlóan, fejletlen gyöngyköves szerkezetet mutat. Az utólagos perlitesezéshez a feltételek a Bodrog-allúvium közvetlen szomszédságában adottak voltak. A korlátozott exogén vízmozgásra az újraolvadás alatt összehegedt elsődleges kihűlési repedés hálózat megszűnése szolgálhat magyarázattal.

A belső rész jellege különbözik a külső horzsás anyagtól. A kezdetben breccsás anyagra jól fejlett gyöngyköves szerkezet jellemző. A törmelék darabok mérete általában nem éri el dm-es nagyságrendet szegélye bontott. Az épebben maradt belső tömegek felé durvulás észlelhető. Felületük a vízbehullott tufák kevésbé épebb horzsaköveivel és üvegtörmelékével (PÜSPÖKI ET AL. 2008) mutat hasonlóságot, de bontottsága kisebb. A cm-dm vastagságú mikro breccsás, illóakkumulációs övek szétszóródó kristály és közettörmeléke helybejutás után folytatódó kigázosodásra utal.

A vágatok vége felé, a test belső részein a breccsásodás megszűnt. A gyöngyköves perlit Lebujnál észlelt lamináris irányítottsága nem jellemző, erősítve a dóm jellegű térfoglalást.

A perlitből kiváló lekerekített keményebb blokkok magasabb pórusvíztartalmú, kürtőfalról asszimilált tufazárványok lehetnek. Erre utal az is, hogy a bennük található *trichitek* más fáciesekből hiányoznak és képződésük csak csökkent viszkozitású zónákban képzelhető el (GEVORKIAN ET AL. 1996). Ez több nagyságrenddel kisebb lehet, mint a környező olvadéké (HESS ET AL. 1995).

A lemezes riolit fekvő a ráboruló üveges lávák újrafelhevítő hatása miatt intenzív re-krisztallizációt szenvedett. A durvakristályos szöveti foltok fejlődése az eredeti szöveti konfigurációt szinte a felismerhetetlenségig felülírta.

10.7 Konklúzió

1. A Tokaji-hegy déli részén a Szerencsi Riolit tufa Formáció piroklasztit sorozatának felszínre kerülését intenzív extruzív dóm és lávaártevékenység követte. A Lebuj és Dereszla dómok egyaránt két egységre bonthatók. Az alsó erodált riolit felszínre üveges lávatestek települnek. A riolit fekvő a radiometrikus koradatok hibahatárain belül intenzív eróziós fázist bizonyít.

2. A Lebuj több mint kétszáz éve vizsgált feltárásában az alsó riolit meredek kiemelkedésként képezett akadályt a felső kisebb vastagságú, üvegesebb lávaár számára, amelynek frontrészét (vörös-fekete perlibreccsa) maga alá temetve jutott át rajta. A Dereszla pontszerű riolit feltárása a térfoglalás pontosabb körülményeiről nem nyújtott információt.

3. A lebui felső lávatest hőmérséklete az alapanyag krisztallizáció és devitrifikáció megindulásának határértékei körül mozgott, így összefüggőbb riolit zóna csak a bázisöv környékén jelentkezett, amelyet intenzív litofizaképződés kísért. A folyamatól mentes üveges részek hidratációjával a jellegzetes marekanitos perlit fácies alakult ki.

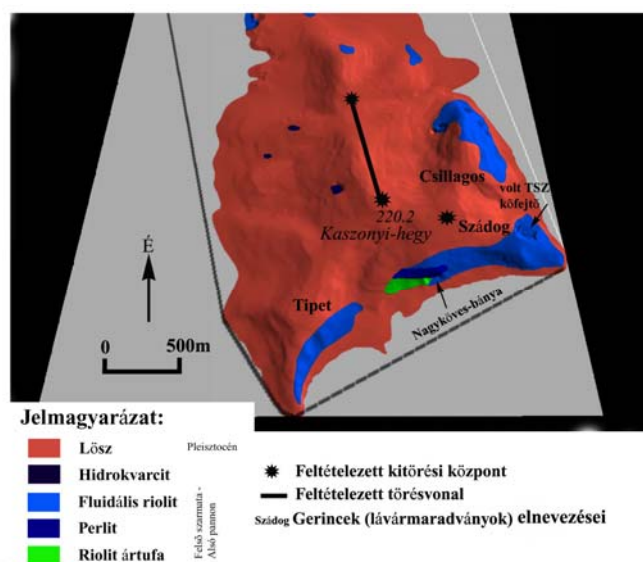
4. A Dereszla volt az első a vizsgált feltárás közül, ahol a dómfelszín kihülés közben bekövetkezett gravitációs átmozgatására utaló jelek felismerésre kerültek. A homogén kőzetanyaggal szemben az Abaújszántó Sulyom-Gyűrű-tető vonulatban a lávablokkok mátrixát már laza tufa képezte. Ezek a vulkanogén üledékek korábban a tufaképződményekhez kerültek besorolásra (lavinatufa PENTELÉNYI 1968, ILKEYNÉ 1972a), savanyú szinruptív vulkanoklasztitokat nem ismertettek. A kőzettest jellege alapján, a tufa mátrix alárendelt volta miatt rétegtanilag mindkét változat a megfelelő riolit tagozatba sorolandó (*Kishutai és Sulyomtetői Riolit Tagozat* GYARMATI & SZEPESI 2007).

5. A fáciesekre fenokristályokban szegény hialinos alapanyag jellemző. A perlitok jellegzetessége a Lebujnál a magnetit mikrolitok, a Dereszla esetében pedig piroxén trichitek megjelenése. A riolitok szövete szakaszos hűlést, több fázisú alapanyag krisztallizációt és devitrifikációt jelez, amelyhez a fiatalabb lávák újrafelhevítő hatása miatt intenzív granofiros re-krisztallizáció társult.

11. A KASZONYI-HEGY PALEOVULKÁNI REKONSTRUKCIÓJA

Az Alföld ÉK-i szegélyén, a Tisza és az országhatár közötti, átlagosan 110 m tszf. magasságú Beregi síkság fluviális és eolikus erózió alakította felszínéből szigetszerűen emelkedik ki a Kaszonyi-hegy 221 m magas, 6 km² területű tömege. Genetikailag és topográfiailag szoros egységet alkot a tőle É-ra elhelyezkedő Zápszonyi-heggyel.

A magyarországi savanyú lávakőzet előfordulások legkeletibb tagja feltehetőleg egy hasadékminti, több centrumú, vetőkkel határolt vulkáni komplexum maradványa, a Tizántúl fúrások által feltárt vulkanizmusának képviselője (SZEPESI 2004). Az egykori lávaárak radiális gerincek formájában őrződtek meg (11.1. ábra), amelyek hasonlóak a recens Little Glass Mountain légifelvételén látottakhoz (2. tábla). Ezekbe a magyarországi oldalon két kőfejtő mélyül (Nagykövesi-bánya, volt TSZ kőfejtő), amelyekben nagyon jól tanulmányozhatók a viszkózus riolit lávaárak mozgási és hülési szerkezeti elemei.



11.1. ábra A Kaszonyi-hegy 3 dimenziós felszínmodellje és fedett földtani térképe. A sugárirányban szétfutó gerincek (Szádóg, Csillagos) a lávaárak erodált maradványai.

Közezeivel először RICHTHOFEN (1860) foglalkozott. A Kaszonyi- és a Zápszonyi-hegyeket „Kaszonyi-szigetként” írta le, és az egyetlen felépítő kőzetként a litoidos riolitot említi. Részletesebben foglalkozott a szomszédos „Dédai-sziget” alunitos és opálos kőzetváltozataival. A terület első részletes petrográfiai vizsgálatát KOCH (1878) készítette egy a Zápszonyi-hegyről származó minta alapján. SCHAFARZIK (1904) a Trianon előtti országterület kőbányáit leíró összefoglaló munkájában a hegy területéről mintegy 20 db kisebb-nagyobb kőfejtőt említett, feltüntetve a művelés alatt állók termelési adatait.

Az ukrán-magyar határmenti vulkáni képződményekkel legrészletesebben KULCSÁR foglalkozott (1943, 1968, 1976). Áttekintette az ukrán szakirodalmat, és saját kutatási eredményeivel párhuzamosítva írta le a neogén vulkáni

képződményeket és a kapcsolódó metasomatikus és hidrotermális folyamatokat. A bégányi ércindikáció határon inneni folytatását megfelelő helyre telepített mélyfúrások hiányában nem sikerült igazolnia., ezt csak az újabb szovjet-ukrán kutatások bizonyították. A 80-as években a Tiszántúl mélyszerkezetének vulkánosságának kutatásához kapcsolódóan elkészültek a riolit radiometrikus korvizsgálatai (SZÉKYNÉ ET AL. 1987).

11.1 Vulkanotektonika – felszínfejlődés

Az ukrán-magyar határ mentén két szerkezeti egység érintkezik, a Közép-Tiszamenti Süllyedék és a Kárpátaljai Belső Süllyedék (KULCSÁR 1968), a Kaszonyi-hegy már utóbbi területéhez tartozik. Míg az Alföld ÉK-i részén az ÉK-DNy-i szerkezeti irányok dominálnak, a határ mentén már az ÉNy-DK irányú törések válnak uralkodóvá. A belső süllyedék a Kárpátok gyűrt övezetétől szintén egy hatalmas törésrendszerrel határolódik el, melynek lefutását a Vihorlát-Gutin vulkán sor jelzi. Déli határa Csap-Beregszász vonalában húzódik.

A geofizikai adatok és a határon túli fúrások alapján kimutatták, hogy a két nagy szerkezeti egység határán az aljzat, az említett ÉNy-DK csapású törések mentén rögboltozatok formájában emelkedik ki. A rögboltozatokat ÉK-DNy-i irányú harántvetők választják el egymástól, amelyek mentén függőleges és horizontális elmozdulások egyaránt történtek (KULCSÁR 1976). A rögboltozatok a következők: 1. csapi, 2. nagydobronyi, 3. kaszony-bégányi, 4. beregszászi. A csapi és a kaszony-bégányi egység között az Eszenyi-depresszió található. E rögek területén a felső-kréta - paleogén képződmények hiányoznak és a neogén is jóval vékonyabb, mint a vonulat két oldalán elhelyezkedő süllyedékekben.

Az alaphegységre csak a vulkanitok zárvényaiból és a határon túli fúrások eredményeiből következtethetünk, mivel a magyar oldalon már a vulkanotektonikus depresszió területén mélyült Gelénes-1 fúrás (2002 m) is csak bádeni korú képződményekben állt meg (perlit, ártufa). A rögboltozatok területén, a Beregszászi-dombsíkon, a Derekaszeg-1 fúrás 744 m mélységben érte el az alaphegységet (MOLDVAY ET AL. 1975). Az itt feltárt mezozoos diabáz és diabáztufa zárvényok formájában a kaszonyi riolitban is megtalálható. A geofizikai adatok a Kaszony-Bégányi rögboltozat területén az alaphegységet 1000 m mélységben valószínűsítik.

A neogén folyamán lezajlott térrövidülési mozgások eredményeként kialakultak az ösföldrajzi képet meghatározó, egymástól rögekkel elválasztó süllyedékek, melyekben az ottmangyi emelettől kezdve tufaösszletekkel váltakozó molassz üledékek rakódtak le. Az intenzív vulkáni működés jelentős mennyiségű riolitos piroklasztitot eredményezett, a hazánkban leírt mindhárom nagy tufaszolgáltatási (alsó-, középső-, felső-riolittufa) periódus azonosítható (LAZARENKO ET AL 1963, MALEEV 1964). A savanyú lávaközetek É-D-i törések mentén, a jelenleg elfogadott korbeosztás szerint már a pannoni emeletben kerültek felszínre. A vulkanizmust jelentős posztvulkáni hatások követték alunitosodást, kaolinosodást, kovásodást okozva. A bégányi és a beregszászi terület esetében a mélyebb szinteken teléres, eres-hintett jellegű Au-polimetallikus ércesedés jelentkezett (KULCSÁR 1976). A vulkanizmust andezites-dacitos (Tarpa, Nagyszőlős) képződmények zárták.

A területre később benyomuló Pannon-tenger átlagosan 300 m vastag üledéket rakott le. A pleisztocén általános medencesüllyedéssel kezdődött, jelentős mennyiségű kavics, homok felhalmozódást eredményezve. A Kaszonyi-Bégányi rögboltozat a térrövidülési mozgások eredményeként a környező süllyedő területekhez képest végig viszonylag kis reliefenergiájú, emelkedő térszín lehetett, amelynél a lineáris erózió nem jutott döntő szerephez és így a savanyú vulkáni komplexum és a lávaárfácek viszonylag épségben megőrződhettek. A felső-pleisztocénban a Nyírség kiemelkedésével megindult az eolikus összlet kialakulása, amely futóhomok, valamint a Tarpai- és a Kaszonyi-hegy esetében több méter vastag lösz felhalmozódást eredményezte.

11.2 Az Kaszonyi-hegyi riolit ásványtani-szöveti jellemzői

<i>Szövet típus</i>	<i>IUGS megnevezés</i>	<i>Színtelen kőzetalkotók</i>	<i>Színes kőzetalkotók</i>	<i>Alapanyag kriszt., devitrifikáció</i>	<i>Hólyag-üregek ásványtársulásai</i>
vitro-firos (alapanyag: 88-92%)	<i>piroxén tartalmú plagioklás z riolit</i> Plg+Q (tri)+opx+ +bi+mg+ (szan)	<i>1. plagioklász (6,7%)</i> (An 42-53%) <i>a. 1,5-2 mm,(id)</i> alapanyag zárványos, szita szövetű, rezorbeált, ép tovább növekedési szegélyek, zónás, ikerlemezes <i>b. glomeroporfiros</i> csomók (mm), zónás, táblás, ikerlemezes egyedekkel (mm, ~ 500µm) <i>c. önálló 500 µm</i> szemcsék <i>d. ikerlemezes, léces</i> (300-500 µm) <i>2. szanidin (<1%)</i> mikrofenoristályok tűs, léces 50*10, 20*5 µm <i>3. tridimit 4%</i> tömött sávokban, hólyagüregfalon	<i>hipersztén (1%)</i> erősen bontott, (250-1000 µm) <i>biotit (0,2%)</i> zárványokban xenomorf (200-400 µm), riolitban (150-300 µm) üregfalon (mm) <i>magnetit (0,23%)</i> hiperszténben, vagy önállóan 50-200 µm	<i>barna sáv</i> mikrofelzit 15-25 µm vagy kriptokristályos világos sávok: tridimit, + felzit 25-50 µm	tridimit, kvarc (trig) biotit kalcit

11.1. Táblázat A Kaszonyi-hegyi riolit szöveti-ásványtani jellemzői, összehasonlító értékelés a 13. fejezetben. A szövetváltozatok és ásványos alkotók fotói a 6.2,6.3., táblán láthatók

11.3 A Kaszonyi-hegy lávafaciesei

A savanyú lávafaciesek többléptékű szöveti jellemzése				A szöveti jellemzők tér és időbelisége, paleovulkáni modell		
Fácies	Szín, szerkezet	Szöveti jellemzők	Porozitás, hólyagüregek	Terepi megjelenés és kapcsolatok	Időbeli kapcsolatok	Paleovulkáni modell
Litofizás riolit	Rózsaszínű gyengén irányított szövetű riolit változó méretű és lapultságú hólyag-üregekkel. Az ellapult üregek elvékonyodó fehér sávok a rózsaszín alapanyagban. A nagyobbak íves, görbült felületekkel határolt litofizákká szélesednek. A fácies felső részén lapult lávaáramlási ellipszoid látható, ettől távolodva a pados elválási felületek meredeken emelkednek.	A riolit hólyagüregeit tridimit trigonális kvarc, biotit ritkán a karbonátos alaphegységre utaló kalcit borítja.	változó méretű (cm-dm) és lapultságú hólyagüregek	- áramlási ellipszoid (láva-árcentrum) - padosság lefutása - csökkenő lávaármélység - oszloposság megszűnése	- hólyagüreg növekedés - üregfalakon fennőtt ásványok	lávaárcentrum felső része, a több generációs hólyagüreg képződéssel. a padosság dőlés-szöge szegélyhatásra utal
Oszlopos vörös riolit	Világos és rózsaszín (mm-cm) különböző szemcseméretű sávok kirajzolta tökéletes fluidalitású riolit. A riolitot ferde lefutású vastagpados és oszlopos elválási felületek tagolják. Az oszlopok átmérője elvonszolás nyomaival a permek felé csökken, (1-5 m). Az agyagos elbontási zóna környezetében (Ē-i fal) a szövet teljes kifakulása észlelhető (fehér)	Világos 300 µm széles durvább tridimites, 25-50 µm szemcseméretű finomabb, fluidálisan rendeződő sávok. A litofizák környezetében változó mértékben elmosódó zárt szferolitok (mm).	mikroporozitás (mm), kapcsolat nélküli több cm hólyagüregekkel. az elbontási zónában a feno-kristályok helyén kaolinos pszeudomorfózákkal	- fluidalitás iránya - oszlop méret - peremek felé emelkedő pados feületek - Peremek elvonszolódó oszlopok	- zárványok, asszimiláció fluidalitás - hólyagüregek körül deformált fluidalitás - kaolinosodás	lávaárcentrum, a szegélyhatás miatt elvonszolódó oszlopokkal, nagyobb litosztatikai nyomás miatt lefojtott másodlagos vezikulációval
Riolit-tufa zárványok	Fehér színű, a riolittól jól elkülönülő akár dm nagyságú, finom szemcseméretű portufa zárványok. Ritkán cm-es vastagságú zöldes tónusú teljesen szétkenődő sávok észlelhetők.	Az eredeti szövetet a felzites alapanyag krisztallizáció (25-50 µm) írja fölül. Az épebb minták esetében 30-100 µm szilánkos üvegtörmelék jelentkezik.	mikroporozitás tridimittel	- a fekü felé növekvő zárványmennyiség	- változó mértékű asszimiláció - utólagos alap-anyag krisztallizáció - tridimit	a kürtőfal és a fekü változó mértékben asszimilált zárványai
Zárványok	1-5 cm átmérőjű kerekded zárványok, peremeiken asszimiláció nyomaival. 1. Sárgás-zöldes tónusú, hematit foltos, finom szemcseméretű 2. Ritkábban, durvább szemcseméretű, erősebben bontott szürke porfiros zárványok Geokémia: SiO ₂ =58%, Al ₂ O ₃ =15,07 Fe ₂ O ₃ =9,14%CaO=4,01%, MgO=2,03%, Na ₂ O=2,41, K ₂ O=3,12	1. Ofitos szövetű sajátanyagú zárványok, a 300-400 µm nagyságú idomorf plagioklász lécek közötti teret xenomorf biotit (100 µm) tölti ki. 2. Nagyméretű idomorf földpátok 2-3 mm és bontott hipersztének, hematitos alapanyagban	–	–	- asszimilációs nyomok - hematit	korábbi differenciációs stádium reliktumai
Pados riolit	Meredek (248/40°) vékonyabb pados és erre merőleges (238/75°) elválási felületekkel tagolt vöröses színű riolit, a korábbi sávozottság megszűnésével	A szövet a korábban leírtakhoz hasonló.	mikroporozitás, lávaredők magjában deformált hólyagüregekkel	- csak a gerinc homlok frontján - elválási felületek dőlésszöge - lávaredők	- pados felületek - lávaredők	megtorlódott lávaárfönt belső zónája
Perlít	Sötétszürke, rideg, egyenetlen törésfelületű perlites szerkezetű, a gyöngykövek nagysága 2-3 mm. Vastagsága 2 m.	Fluidálisan rendezett trichitek és magnetit mikrolitok. Az egymásba ágyazódó perlites szöveti vonalak a fluidalitást átmetszik.	perlites szövet	- gravitáció irányának megfelelő fluidalitás	- fluidalitás - perlites szerkezet	a lávaár és a nedves tufa érintkezésén létrejött alsó üveges zóna

11.2. táblázat A Kaszonyi-hegy lávaárszerkezetének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében. A fáciesek terepi, makro és mikroszöveti fotói az 6.1, 6.2 táblán láthatók.

11.4 A barabási riolit térfoglalása

A Kaszonyi-hegy közvetlen aljzatát a Barabás–1 furás által feltárt, valamint a Nagykövesi-bányából is leírt (KULCSÁR 1943, 1976), a legújabb rétegtani besorolás alapján a *Szerencsi Riolituffa Formáció*ba sorolható szarmata riolit ártufa alkotja (KOZÁK & PÜSPÖKI 1999b, GYALOG & BUDAI 2004). Erre települ az É-D-i törések mentén felszínre került lávaár komplexum. A riolitot a Kisvárdai 1:100 000 földtani térképlap (KUTI 2005) radiometrikus adat ($11,3 \pm 0,6$) alapján (SZÉKYNÉ ET AL. 1987) a *Vizsolyi Riolituffa Formáció*ba tartozóként tüntette fel. Nemrégiben publikált további egybevágó koradatok (Kaszon, Bégány, SEGHEDI ET AL. 2001) azonban idősebb kort jeleztek (12,7 millió év), amely a Tokaji-hegységben nagy tömegben felszínre került *Kishutai Riolit Tagozat* lávaközeteivel történő párhuzamosítás lehetőségét is felvetik. Ezt erősíti, hogy a Vizsolyi tufa árokexplóziói („legfelső riolituffa”) is csak Tokaji-hegység Ny-i oldalára korlátozódtak.

A kőzet fenokristály generációi magmakamrában lezajlott többszakaszú olvadékfejlődést, szerkezeti elemei a hűlési-mozgási sajátosságokat tükrözik. Geokémiai jellegét a plagioklász tartalommal összhangban álló nagy Ca, Ba, a hipersztén és magnetit tartalommal korreláló Fe_2O_3 , MgO és az alacsony $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ arány határozza meg (14.7. táblázat). Az asszimilációs és kontaminációs folyamatok befolyásolta differenciáció szakaszosságát a plagioklászok rezorpciója, savanyodása, zónás továbbnövekedése jelzi. A hipersztének bontottsága is az olvadék-kristály egyensúly megszűnésére utal. Az alapanyag alkália tartalmának növekedését a krisztallizáció végső stádiumában szanidín mikrofénokristályok nukleációja jelzi.

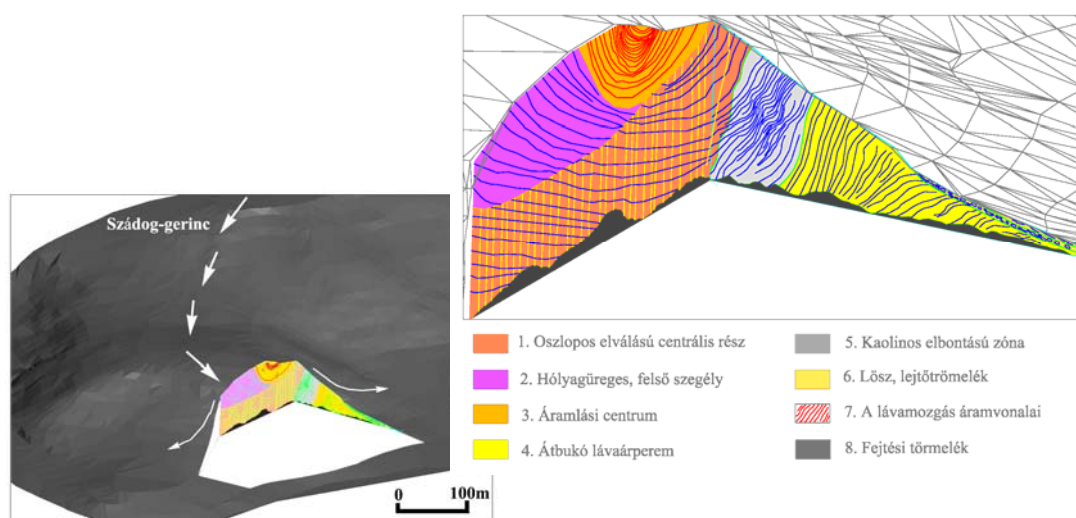
A kőzet zárványai, a mélyaljzatról, a magmakamrában végbement krisztallizációs folyamatokról, valamint a már a felszín felé nyomuló láva által a kűrtőfalról és a felszínre ömölve magába szedett extraklaszt anyagairól is szolgáltatnak információt. Kizárólagosan a lávatest legmélyebb, fluidális részleteiben jelentkeznek, ahol az áramlási vonalak körbefogják őket. Egy bázisosabb szakasz reliktumai a holokristályos, porfíros, andezit anyagú klaszrok ($\text{SiO}_2=58-60\%$), amelyek mellett savanyúbb, ofitos szövetű, plagioklászából és xenomorf biotitból álló zárványok is előfordulnak. A riolit közvetlen aljzatát képező riolit portufából is sok található a kőzetben, a legnagyobbak mérete a dm-es nagyságrendet is eléri, ezeknél az üveges alapanyag teljes egészében devitrifikálódott. A tufa zárványok ellenére a sajátos nyomelem és ritkaföld eloszlás (14.15. ábra) kismértékű ritkaföld dúsulásra utal, ami az asszimiláció korlátozottságát jelzi, a hatékonyabb frakcionációs folyamatok mellett.

A Kaszony - Zápszony vulkáni komplexum lávaárjai egy közel É-D-i csapású törésvonalra illeszkednek (11.1. ábra). Az olvadék térfoglalása az egyenetlen tufatér szín mélyedéseiben, völgyeiben haladt előre. A megszilárdulást a laza tufaanyag lepusztulásával morfológiai inverzió követte, amellyel együtt járt a lávaárak üveges szegélyeinek lepusztulása. A gerincek sajátos felszínfejlődési folyamatoknak köszönhetően - bár jelentősen erodált formában - az elsődleges morfológiát épségben megőrizve, mintegy 100-120 méterrel magasodnak a Beregi-síkság artéri üledékei fölé. Részletes vizsgálataink csak a Szádó-gerincbe mélyülő

(volt TSZ kőfejtőt érintették, mivel a Nagykövesi bánya növényzeti borítottsága meggátolta a felvételezést. A kőfejtő udvarának főfala és oldalszelvényei egy viszkózus savanyú lávaár elvégződésének belső és peremi zónájában, a paleomorfológia által befolyásolt térfoglalási folyamatokat, hűlési-áramlási szerkezeteket tettek vizsgálhatóvá.

Az erózió a lávaár üveges részét teljes egészében eltávolította, így csak a centrális riolit fácies tárul fel. A vulkáni test a szerkezeti elemek elrendeződése alapján tagolható, amelyek közül a lávaáramlási jelenségei, hűlési elválási felületei használhatók fel.

A felső udvarban, a tetőszint közelében lávaáramlási ellipszoid rajzolódik ki, a legtovább mozgó centrális riolit öv magrészét reprezentálva. Felső része már ennek is erodálódott (11.2. a-b. ábra). A főfalon mérhető felhajló, egyre meredekebbé váló ($16/25^\circ$) lávapadosság ezt öleli körbe (6.1 tábla). Az É-i oldalfal és a főfront találkozásánál látható erőteljes irányváltások, az áramvonalak meredekké válásai már megtorlódásra utalnak. A D-i falon a padosság vonalai a terepszintig kifutnak (6.1, 6.2 tábla) annak jeleként, hogy a főfal nem teljesen szimmetrikusan vágott bele a lávaár szerkezetbe. Lávapadosság az átbukó a D-i oldalszelvényen is jelentkezik, a padvastagság 30-50 cm, a megtorlódott részekon kisebb flexúra szerű lávaredők is kialakultak.



11.2. a-b. ábra A Kaszonyi-hegy Szádog gerincének homlokfrontjába mélyült kőfejtő lávaárfácisei. (az a, ábrán a nyilak a lávár mozgásirányát szemléltetik)

A megdermedés stádiumában képződött jellegzetes szerkezeti elem az oszloposság, amely a peremek felé haladva enyhén vékonyodik ($\varnothing=1-5$ m), a függőlegestől mindinkább eltérő, a folyás irányától kifelé hajló megjelenéssel, amely a paleomorfológia okozta falhatás következménye. Ilyen íveltebb, hajlott oszloposság a DK-i szegélyen látható, míg legépebben megmaradt, legvaskosabb megjelenésű, szabálytalan öt- és hatszögű elválás a folyási centrum közelében figyelhető meg.

A térfoglalás elején a hidegebb tufa és a forró láva érintkezésén fellépő hűtőhatás következményeként pár m vastag üveges szegély képződött, amely

később az utólagos vízfelvétel eredményeként perlitesedett. Ezt a kontaktust a Nagykövesi-bánya tárta föl, de ma már a felhagyott kőfejtő nagyfokú növényzeti borítottsága miatt nem látható. A bázisán lehűlő, de még elegendő hőtartalékkal és mozgási energiával rendelkező lávaár egyes helyeken a fekvő tufa kisebb-nagyobb darabjait is elvonszolta, megolvashatta. Az alsó udvarban a tufa zárványok gyakorisága az aljzat közelségére utal. Ez a művelés során itt nem tárult fel, csak a Barabás–1 fúrás környezetében ismert.

A fő fejtési fronton szemből, keresztmetszetében rajzolódik ki a lávamozgás lapult, aszimmetrikus ellipszisekkel jellemzett áramképe. Az áramvonalak alapján ÉK-felé mozgó lávatömeg tételezhető fel. Az oldalszelvények alapján a továbbmozgó viszkózus lávaár egy aszimmetrikus előtéri mélyedésbe folyt bele, de annak falába ütközve részben elkanyarodott, részben átbukott egy terepakadály felszínén. Ez a peremi részletek megtorlódását, gyors lehülését és vékonypados-blokkos elválását eredményezte. A felszíni viszkozitás növekedésével dm-es nagyságrendű gyűrt struktúrák alakulhatnak ki, amelyek kapcsolatukat veszítik (detachment structures) a gyorsabban mozgó belső részekkel. A redők nagysága a viszkozitás különbség függvénye. A redő boltozatok alatt gázzsákok maradhatnak (CASTRO ET AL. 2002). Ilyen szerkezeti elemek figyelhetők meg az átbukó peremi részeken.

A lávaár keresztmetszetét vizsgálva megállapítható, hogy az erózió teljes egészében eltávolította a külső üveges zónákat és riolit hólyagüregben (litofizákban) gazdag felső szintjéig jutott. A hólyagüreg alakját a helyi illónyomás, a lávatömeg súlya és a lávatömeg mozgásából adódó nyíróerők befolyásolták, amelyek lapultságot és a különböző mértékű elvonszolódást eredményeztek. Általánosságban megfigyelhető, hogy alulról felfelé haladva a nyomás csökkenésével, a vénasság fokozatosan megszűnésével a litofizák rendezettsége, zártsága, lapultsága csökken, mérete fokozatosan növekszik (2-4 cm – 6-8 cm), környezetükben a kőzet 5 mm-es sávban kifakul. A hólyagüreg falán fennőtt, idiomorf kristályok találhatók. Leggyakoribb a trigonális, prizmás kvarc (2-8 mm). Ezen kívül még táblás biotit (1-2 mm) és oktaéderes magnetit (<1 mm) figyelhető meg. Karbonátos alaphegységre utal a kalcitos üregkitöltések jelenléte.

A lávaár mélyebb részei felé haladva a hólyagok mérete és mennyisége is csökken. A lamináris áramlás eredményeképpen a vénás megjelenés veszi át az uralmat. Az illótartalom különbségei ilyen mélységben már csak a fluidális sávok mikroporozitásának eltéréseiben jelennek meg. A lamináris áramlás által kirajzolt vénasság a megtorlódott részeken szeszélyesen változatos lehet. A vénák távolsága nagyon különböző, néhol mindössze mm-es és teljesen párhuzamos elrendeződésűek, máshol cm vagy dm is lehet a térköz. A nagyrészt átkristályosodott alapanyag fluidális textúráját, a sötétebb üveges-mikrokristályos sávok váltakozása rajzolja ki. A durvább szemcseméretű sávokban máshol nem tapasztalt mennyiségű a tridimit jelenléte, a szorosan illeszkedő kristályok modális aránya a 4%-t is meghaladta. A többi előfordulásnál elterjedt szferolitok csak az illódús, litofizás részletek környezetében jelentkeztek. Mivel a tús-sugaras szerkezetű struktúrák csak jelentősebb túlhűlés mellett alakulnak ki (SZEPESI & KOZÁK 2008) hiányuk egyenletes hűlési körülményekre utal.

A kitöréssel egyidejű –feltehetően aljzat eredetű illóvándorlás okozta transzvizaporizáció a Típet-gerinc és a volt TSZ kőfejtő főfrontjának ÉNy-i szegélyén a kőzet anyagának kifakulását, erőteljes kaolinosodását idézte elő, melynek eredményeképpen a fenokristályok erőteljesen átalakultak. A kőzet egyes részein mozgó vasas oldatok nyomán foltok, átítatódások, ezekből kiágazó erek jelennek meg, amelyek a viszkózus anyag megszilárdulásakor, azzal közel egyidejűleg járták át a kőzetet. Másodlagosságukat jelzi, hogy a lamináció bennük és rajtuk túl is zavartalanul folytatódik. A legnagyobb ilyen foltok több 10 cm-es kiterjedésűek, a kisebbek elnyúltak és a lemezhatárok mentén némileg deformáltak, koncentrációjuk az elválási felületek mentén a legnagyobb.

11.5 Konklúzió

1. A Kaszonyi-hegyi riolit szerkezeti elemei a savanyú viszkózus lávaárak elvégződésén végbement térfoglalási folyamatok rekonstrukcióját tették lehetővé. A főfalon a lávaárcentrum oszlopos, lapult ellipszisekkel jellemezhető áramképe rajzolódott ki, míg az oldalfalak a mélyedésbe folyt és megtorlódott, vastagpados peremi részleteket reprezentáltak.

2. A riolit alsó részét makro és mikro méretekben is jól fejlett laminaritás és fenokristály illeszkedés jellemzi. Az ellapult vénák a felső részeken a litosztatikai nyomás csökkenésével litofizákká szélesedtek.

3. A kitöréssel egyidejűleg, izolált zónákban, földpátok kimállásával a szövet kifakulásával kaolinosodás jelentkezett

4. A riolit szövetének jellegzetessége a relatív magas földpát (6-8%) és tridimit (4%) tartalom mellett az 1%-ot is elérő hipersztén megjelenése. A földpátok szövete (bontott mag, ép szegélyek, zónásság) szakaszos olvadékfejlődésre utalnak. Ezt a riolit korábbi differenciációs stádiumának porfíros andezit zárványai és a kürtőfal és fekü riolitzárványai is alátámasztják.

12. A szöveti, fáciestani (és eróziós) vizsgálatok összehasonlító értékelése

A munka során 5 területegység 10 paleovulkáni formájának fáciestani újrvizsgálata történt. A módszertani fejezetben meghatározott keretek mellett elvégzett fáciesanalízis eredményeként megvalósulhatott:

- a fácisek mikro-, makroszöveti és terepi minősítése
- test genetikájának, térfoglalási folyamatainak újraértelmezése
- az egyes fácieseknek a kialakított paleovulkáni modellbe illesztése
- a fáciesek és az elsődleges formakincs kapcsolatának feltárása
- az eróziós formák meghatározása

A vizsgálatok során 14 lávafácies alapvető paramétereit jellemeztem (12.1. táblázat). A fácies- geometria és a szerkezeti elemek elrendeződése által megrajzolt tér- és időbeli kapcsolatrendszer (12.2. táblázat a térfoglalási folyamatok jellegét (szubareális-szubvulkáni, dóm-lávaár) és relatív időrendjét tisztázta.

Fácies	Szövet (mikro)	Szövet-tartomány (makro)	Fáciesgeometria (terep)	Helyzet	Előfordulás
1. horzsa-köves perlit	horzsás-perlites kőzetüveg	gázáramlás vonalai mentén irányított	A tömött perlitfácies fölött a test típustól függően változó meredekségű lefutás.	dóm, lávaár talus	<i>Telkibánya:</i> Kögáti lávaár
2. horzsa-köves perlit-breccsa	horzsás - perlites kőzetüveg	fragmentálódó szöveti részletek (makro és mikro lépték)	A tömött perlitfácies fölött a test típustól függően változó meredekségű lefutással, a fragmentáció mélysége a peremek felé nő.	dóm, lávaár talus	<i>Telkibánya:</i> Kögáti lávaár, Cser-hegy <i>Abaujszántó:</i> Sátor <i>B. keresztúr:</i> Dereszla
3. mikro explóziós breccsa	horzsás és tömör perlites kőzetüveg váltakozása	breccsás	A felszín felé összehúzó, „kürtő” a belső részekben több 10 méter átmérőjű, lencsés kifejlődés.	csak szubareális lávaár	<i>Telkibánya:</i> Kögáti lávaár <i>Tokaj-Lebuj:</i>
4. hialo-klaszt breccsa	szögletes horzsás és/ vagy perlites üvegtörmelék	breccsás	A szubmarin testek döntő hányadát alkotja, vagy kriptodóm üledékes mellékközzettel nem keveredő szegélye.	szubmarin dóm talus kriptodóm szegély-fácies	<i>Pálháza:</i> Som-hegy <i>Lőrinci:</i> Mulató-hegy?
5. fluidális obszidián	kőzetüveg (mikrolitos)	irányított	Az intenzív hidratáció miatt csak mm-cm dm foltokban perlitbe ágyazva.	szubareális lávaár belső	<i>Tokaj-Lebuj</i>
6. fluidális perlit	hidratált perlites kőzetüveg (mikrolitos)-	irányított	A riolitos öv geometriájához illeszkedve, a dóm vagy lávaár jelleg függvényében változó meredekségű.	dóm, lávaár külső átmeneti öv	<i>Telkibánya:</i> Cser-hegy, Kögáti lávaár <i>Tokaj-Lebuj</i> <i>B.keresztúr:</i> Dereszla

Fácies	Szövet (mikro)	Szövet-tartomány jellege (makro)	Fáciesgeometria (Terep)	Helyzet	Előfordulás
7. Vitrofir	ép kőzetűveg mikrolitokkal (hialopilites)	globulitos	A riolitos öv geometriájához illeszkedve változó meredekségű.	kriptodóm külső és alsó része	<i>Lőrinci:</i> Mulató-hegy
8. riolitos perlit	perlites kőzetűveg, szferolitos, felzites sávokkal,	irányított vagy örvényáramos litofizákkal	A perlit felé izolált foltok, riolit öv felé egyre összefüggőbbé és vastagabbá váló sávok.	dóm lávaár perlit-riolit átmeneti öv	<i>Telkibánya:</i> Cser-hegy, Kőgáti lávaár <i>Tokaj-Lebuj</i> <i>B.keresztúr:</i> Dereszla
9. szferolitos riolit	szferolittűk, között ekvigranuláris krisztobalit mezők, felzit foltok	a dómok esetében irányítatlan világos litofizás alapanyagban nagyméretű (cm) szürke szferolitok	A riolit külső zónájában az intenzívebben túlhűlt, majd visszahevült részekben szabálytalan övekben.	vulkáni kürtő dóm-lávaár belső, a riolit öv peremein	<i>Telkibánya:</i> Cser-hegy, Kőgáti lávaár <i>Abaujszántó:</i> Sátor (<i>Tolcsva:</i> Círóka)
10. fluidális riolit	laminárisan izolált szferolitos és felzites, tridimites sávok	irányított vagy örvényáramos, litofizákkal	A lávaáraknál mozgásirányban ellapuló, a dómoknál a kürtő körül nagyobb vastagságú.	dóm lávaár belső	<i>Telkibánya:</i> mindegyik dóm, Kőgáti lávaár <i>Abaujszántó:</i> Sátor Kaszonyi-hegy
11. litoidos riolit	gömbszerű felzites foltok, krisztobalitos, szferolitos alapanyagban	litoid gumók, szferolitos, mikrokristályos alapanyagban	Szabálytalan, egyedi megjelenés.	dóm vagy kürtő közelében	<i>Telkibánya:</i> Cser-hegy, Ork-hegyek <i>Tokaj-Lebuj</i> alsó dóm egység
12. „malom-kő” riolit	agyagásványos - tridimites bekérgezésű üregfalak	irányított vagy irányítatlan több generációs hólyagüreg képződéssel jellemezhető zónák	Az illóakkumuláció függvényében a fluidális rioliton belül m-10m-es nagyságrendben izolálva.	csak dóm	<i>Telkibánya:</i> Cser-hegy
13. vörös riolit	makroméretű devitrifikációs struktúráktól mentes mikrokristályos alapanyag	gyengén irányított, litofizás	A dómoknál a kürtő körül nagyobb vastagságú.	lavadóm, lávaár?	<i>Lőrinci</i> <i>Mulató-hegy</i>
14. riolit auto-breccsa	finom kristályos, néha kőzetűveggel keveredő	breccsás	Izolált zónák a riolit övön belül, a lávabázison a fekihöz illeszkedő,	dóm és lávaár bázis	<i>Telkibánya:</i> Kőgáti lávaár, <i>Lőrinci:</i> Mulató-hegy

12.1. táblázat A többléptékű szövetanalízis eredményei alapján definiálható fáciesek mikro-makroszöveti és fáciesgeometria sajátosságai, a lávaár és dóm térfoglalás függvényében

12.1 A savanyú lávák genetikai kérdéseinek újraértelmezése

A Tokaji-hegység földtani térképezésekor kialakított genetikai rendszer legfontosabb érdeme az addig már sok kutatót tévútra vezető obszidián-perlit-riolit asszociáció fő és átmeneti közettípusainak elkülönítése volt (SZEPESI & KOZÁK 2008). A közetváltozatok genetikai osztályozása a láva könnyenilló tartalmának vezető szerepe mellett kialakított láva –habláva-tufaá-porfelhő kategóriák létrehozásával valósult meg. A kitörések fiziko-kémiai változásain alapuló modell elvi alapjait a magma transzaporizációs elmélete (SZÁDECZKY-KARDOSS 1958) és a szovjet zárt illóvándorlási kísérletek jelentették (VOLAROVICS & LEONTIEVA 1937, VOLAROVICS 1944). A kutatás során több olyan fácies kapcsolatot mutattam ki, amely nem volt beilleszthető a rendszerbe (pl. izolált riolit szferoidok a perlitben, Telkibánya, Cser-hegy). Az ellentmondásokat az amerikai kutatási eredmények (LOFGREN 1971 a, b, SWANSON ET AL. 1989, MANLEY 1995) átvétele, és a hazai modell hőmérsékleti paraméterrel történő kiegészítésével sikerült feloldani (5.3, 6. fejezet, 35-49. oldalon).

A savanyú lávák összetett szöveti és a fáciestani hűlési modelljével (SZEPESI 2007, SZEPESI & KOZÁK 2008) a korábban illótartalom alapján élesen szétválasztott láva és habláva kategóriák közötti határvonal feloldható.

Kiegészítésképpen megjegyzendő, hogy a habláva kérdéskör a hazai és szovjet vulkanológiai kutatásokon kívül (3.1. táblázat) az amerikai szakirodalomban mintegy 1,5-2 évtizeddel később gerjesztett vitákat (1986-1995, FRIEDMAN 1989, JAUPART & ALLEGRE 1991). A „permeable foam” elmélet szerzői (EICHELBARGER ET AL. 1986) terepi bizonyítékok hiányában álláspontjukat módosítani kényszerültek.

12.2 Korábban nem értelmezett fáciesek és vulkáni folyamatok

Egyes fáciesek esetében azonban a szöveti alkotók sajátos elrendeződésének értelmezése csak recens analógiák vagy kísérleti eredmények alapján volt lehetséges.

A *devitrifikációs frontot* LOFGREN (1971 a,b) kísérleti alapokon definiálta. Ezt két helyen az abaújszántói Sátor-hegy bázisán és a lőrinci Mulató-hegy tető és bázisöveiben szintjén sikerült azonosítani. A túlhűlt, majd az olvadéutánpótlás függvényében újrafelhevített anyagban kialakult szöveti övezetesség a mátrai előfordulás esetében a szubvulkáni környezet egyik indikátora volt.

A *mikroexplóziós breccsák* már SZÁDECZKY (1887) figyelmét is felkeltették, ILKEYNÉ (1971 a, b) pedig felismerte az autobreccsásodási mechanizmust, fúrások alapján a képződmény geometriáját is jellemezte, de a vulkanológiai modell hiánya gátolta a helyes értelmezést. Recens lávafelszíneken az USA Ny-i területein írtak le hasonló jelenségeket (BONNICHSEN & KAUFMANN 1987, CASTRO ET AL. 2002).

A Dereszla dóm esetében felismerhetők voltak a dómfelszín kihülés közben bekövetkezett gravitációs átmozgatására utaló jelek. Hasonló jelisséggel az abaújszántói Sulyom-Gyűr-tető vonulatban is találkoztunk, de itt a homogén kőzetanyaggal szemben a lávablokkok mátrixát már laza tufa képezte. Ezek a vulkanogén üledékek korábban a tufaképződményekhez kerültek besorolásra

(lavinatufa PENTELÉNYI 1968, ILKEYNÉ 1972a), *savanyú szineruptív vulkanoklasztitokat* nem ismertettek. A kőzettest jellege alapján, a tufa mátrix alárendelt volta miatt rétegtanilag mindkét változat a megfelelő riolit tagozatba sorolandó (*Kishutai és Sulyomtetői Riolit Tagozat* GYARMATI & SZEPESI 2007).

A lőrinci test alsó kontakt öve, amely korábban nem tárult fel, az agyagosan bontott zóna, a mellékkőzettel nem mutatott keveredést (peperit pl. Pálháza NÉMETH ET AL. 2006) így fáciestani analógiák alapján (CAS & WRIGHT 1987) a *hialoklaszt breccsának* minősült.

12.3 A lávadómok és lávaárak mikrofáciestani különbségei

A szöveti vizsgálatok legfontosabb eredménye, hogy a korábban többeket jellemző (HERMANN 1952) túlrészletező tipizálást kerülve a riolitok kristályossági-szöveti rendszerét a savanyú lávák hűlési modellével párhuzamosítottuk (SZEPESI 2007, SZEPESI & KOZÁK 2008). Ez alapján a dómok és lávaárak a hűlési-mozgási folyamatok különbségei révén, a mikro szöveti bélyegek alapján szétválaszthatóvá váltak.

A lávaárak esetében a kürtőtől eltávolodó olvadék egyszerűbb hűlési folyamattal éri el a környezeti hőmérsékletet, mivel hőutánpótlás csak kondukción keresztül lehetséges. A lávadómok anyaga azonban a kürtő környezetében halmozódik fel és az egymást követő extrúziós fázisok szakaszos olvadék (és hő) utánpótlása miatt a hosszabb ideig tartó hűlés miatt egymást többszörösen átfedő szöveti rendszer hoz létre, gyakran a korábbi fázisok anyagának teljese re-krisztallizációjával.

A lávadómok szövet jellegzetességei:

- a korlátozottabb olvadékmozgás miatt a laminaritás kevésbé kifejezett
- többszakaszú hűlés eredményeként az alapanyag krisztallizáció termékeinek szemcsemérete általában növekszik (*közép és finomszemcsés*)
- durva ekvigranuláris krisztobalit mezők (*középszemcsés*) jelennek meg
- többgenerációs szferolit képződés, a méret fokozatos csökkenésével
- re-krisztallizációs folyamatok a szakaszos fiatalabb felnyomulások újra felhevítő hatása miatt

A lávaárak szöveti jellegzetességei:

- szövet típusok a kürtőtől távolodva változnak
- a kürtőhöz közeli részek a szakaszosan érkező hőutánpótlás függvényében a dómokhoz hasonlóan többszakaszú hűlést és durvább szemcseméretű alapanyag krisztallizációt és devitrifikációt mutatnak (szferolitméret cm Telkibánya, Kőgáti lávaár)
- a lávaár belső részén a korlátozottabb hővezetés miatt a dómokénál finomabb, fluidálisan rendezett *kripto- és mikrokristályos* (felzites) sávok jellemzők
- szemcseméret növekedés csak az intenzívebb hőmérsékletváltozás zónájában, fekv. közelében észlelhető

- itt, ha kialakul a devitrifikációs front több cm nagyságú szferolitok is létrejöhetnek (*Abaujszántó, Telkibánya*).

12.4 Dóm és a lávaár jelleg fáciestani szétválasztása

Ha a test morfológiája nem utal rá (pl Dereszla) vagy az eróziós forma mást sugall (ld. MARTONNÉ ET AL 2007 abaujszántói Sátor helytelen lávadóm értelmezése) az azonosítható fáciesek lefutási vonalai alapján a dóm és lávaár jelleg szétválasztható.

A dómok esetében a meredek lejtőszögű formában a szöveti zónák a dagadókúp épülésének ritmusában a kürtő köré rendeződve, meredek lefutású övekben, horizontális metszetben követhetők. A lávaárak lapultabb formái a test belső részén a paleomorfológia függvényben a fáciesek fekihöz illeszkedő szubhorizontális övekbe rendeződve követhetik egymást és a szöveti változások vertikális metszetben tanulmányozhatók.

A két forma külső részén hasonló folyamatok zajlanak, horzsásodás, valamint az extrúzió-hűlés-mozgás ritmusában a talus blokklávainak a kialakulása (*Telkibánya*). Lávaárspecifikus folyamat a *mikroexplóziós breccsa* kialakulása, mert a illógazdag felszínközeli zónák diapírikus felemelkedése csak húzófeszültségek kialakulásával történhet meg, amelyhez a lávának mozognia kell.

A dóm és lávaár jelleg egyértelmű különbségei a perlit-riolit átmenti zónában jelentkeztek (*telkibányai Osva-völgy*). A Cser-hegy üveges dómszegélyén a riolit izolált gömbszerű szferoid tömegekként jelentek meg, ami arra utalt, hogy a szegélyek jelentős túlhűlése mellett intenzívebb stressz a testnek ezt a részét nem érte és magasabb hőmérsékletű izolált részekben megindulhatott a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció. A kőgáti lávaár esetében a fluidális szövetet kialakító vezérlő tényezők (gravitáció, olvadákutánpótlás, viszkóзитás, hőmérséklet) ezeket a különböző fázisokat laminárisan izolálták. Hőközlés csak a laminaritás síkjaiban történt, míg erre merőleges irányban korlátozott volt.

A láva hőtörténetek szempontjából fontos a devitrifikációs front azonosítása, amely intenzív túlhűlés és az olvadákutánpótlás vezérelte hőközlés hatására alakul ki. Az abaujszántói Sátor-hegy bázisán felismert szöveti sorozat a lőrinci Mulató-hegyen a test tetőrészén jelentkezett, ami kizárta a lávaár jellegű térfoglalást. Szubareális környezetben az üveges fáciesek riolithoz viszonyított aránya sokkal nagyobb, a lávafelszín intenzív radiációja miatt.

12.5 Az előfordulások vulkanológiai újraértékelése

Az előfordulások korábbi ismeretessége és az új megállapítások alapján a testek három csoportba sorolhatók (*12.2. táblázat*):

1. Az előfordulások egy részénél a korábbi munkák léptéke nem engedte, hogy a fáciesek jellemzésén túl a formakincsrel kapcsolatban is megállapítások szülessenek. Az fácieseket és azok elrendeződését a modellekbe illesztve az abaujszántói Sátor-hegyen egy jelentősen erodált lávaárszerkezetet, a bodrogkeresztúri Dereszla esetében erodált riolitfelszínre legalább 2 extrúziós fázis üveges lávái települnek.

2. A korábbi definíciók pontosítása és a testek részletesebb tagolása volt szükséges, (pl. dóm→ monogenetikus lávadóm) telkibányai lávadóмок, Tokaj-Lebuj, Kaszonyi-hegy lávaár →front, áramlási centrum, szegély.

3. A fáciestani modellek alapján új értelmezés vált szükségessé. A lőrinci Mulató-hegy esetében lávaár→kriptodóm, Telkibánya Kőgát extrúzív dóm→ lávaár.

Előfordulás	Korábbi értelmezés	Új értelmezés	További eredmények
1.Lőrinci Mulató-hegy	lávaár	sekélyszubvulkáni kriptodóm	<i>felső devitrifikációs front</i>
2.Telkibánya Templom-domb-Cser-hegy	lávadóm	összetett lávadóm	<i>több test szakaszos, részben a tufában megrekedt, részben felszíni intrúziója</i>
3.Telkibánya Ork-hegyek, Ó-Gönc	lávadóm	monogenetikus lávadóm	<i>a dómok erodáltsági fokának becslése fáciessorozat alapján</i>
4.Telkibánya Kőgát lávaár	extrúzív dóm	szubareális lávaár	<i>a test horizontális és vertikális tagolása, mikroexplóziós és devitrifikációs breccsa azonosítása</i>
5. Abaújszántó	-	lávaár	<i>alsó devitrifikációs front felismerése jellemzése</i>
6. Tokaj-Lebuj:	extrúzív dóm	egy erodált dóm és lávaár érintkezése	<i>maga alá temetett és újraolvadt üveges lávafront azonosítása</i>
7. Bodrogkeresztúr Dereszla	-	dóm, gravitációsan összeomlott szegéllyel	<i>A legintenzívebb fenokristály fragmentáció piroxén trichitek kialakulásának értelmezése</i>
8. Barabás Kaszonyi-hegy	lávaár	a Szádóg lávaár mozgási –hűlési rekonstrukciója	<i>Változatos zárványanyag (tufa, kalcit, porfirrit) jellemzése</i>

12.2. táblázat A fáciestani vizsgálatok összefoglaló-értékelő táblázata

12.6 Vulkanosztratigráfiai következtetések

A részletes vizsgálatra kijelölt 5 terület kiválasztása előtt más területeken is végeztünk bejárásokat (SZEPESI ET AL. 1999, SZEPESI 2005 a,b). A terepi észlelések alapján több vulkanosztratigráfiát érintő probléma körvonalazódott.

A perlit és riolit vulkanosztratigráfiai szétválasztásának problémája

A Tokaji-hegység vulkano-sztratigráfiai újraértékelésénél a Szerencsi Rioltitufa Formáción belül önálló tagozatként került elkülönítésre a riolit (*Kishutai Riolit Tagozat*) és a perlit (*Pálházai Perlit Tagozat*). A kialakított vulkanológiai modell és szemlélet alapján a két tagozat szétválasztása az eróziós és nem feltétlenül a genetikai viszonyokat tükrözi. A magasabb térszíni helyzetű testek üveges szegélyüket teljesen elvesztették. A probléma azon szubareális testeknél jelentkezik, ahol az erózió az üveges szegélyeket nem tarolta le. A teljesen üveges, szubmarin pálházai perlittest alapján elkülönített rétegtani egység nem választható el a testek hűlési kapcsolat rendszerében vele együtt kialakult riolitos övektől.

A riolit mint a szubareális működés és az eróziós periódusok indikátora

A kialakított vulkanológiai modell alapján tisztán üveges-perlites testek csak az olvadék intenzív túlhűlésével szubmarin (*Pálháza*) környezetben, vagy kisebb dyke-szerű áttörések formájában jöhetnek létre (ártufában, *Nagy-Gereben* ILKEYNÉ 1972a). Szubareális környezetben nagyobb lávavastagságnál a mélyebb részeken szükségszerűen megindul az alapanyag krisztallizáció és devitrifikáció kialakítva a riolit szöveti változatait.

Ha a riolit a felső üveges zóna nélkül tárul fel az intenzív eróziós periódust bizonyít. Ez látható a Tokaji-hegység déli részének riolitdómjai esetében. Abaújszántónál a Sátor-hegy lábánál a lavinatufa erodált riolit dómfelszínre települ. A bodrogkeresztúri Dereszla és a Lebuj esetében is a fekvő erodált riolitfelszín képezi. Ez azt jelenti, hogy a szarmata végi szárazföldi – tengerparti környezet eróziós sebessége olyan jelentős mértékű volt, hogy a radiometrikus koradatok hibahatárán belül (7.2. táblázat) képes volt a testek üveges szegélyeinek letarolására.

A lávadóмок és lávaárak áthalmozott, epiklaszt fáciesének felismerése

A Tokaji-hegységben a szin eruptív vulkanoklasztitokat és a vulkáni működés szüneteiben keletkezett vulkanogén üledékeket a tufaképződményekhez közé sorolták (pl *Abaújszántó*, *Sulyom*, *Gyűrt-tető*, lavinatufa PENTELÉNYI 1968, ILKEYNÉ 1972a). Több helyen találhatók olyan fáciesek, amelyek a perlitek közetmechanikai tulajdonságai miatt, csak a kis szállítási távolság és reliefenergia mellett a rátelepülő fedőképződmények védőhatása révén maradhattak meg.

Horzsaköves perlit törmeléke jelentkezett az Abaúvjári-völgy alsó szakaszán áthalmozott riolitufába ékelődve (SZEPESI 2005). Az abaújszántói dóмок áthalmozott törmeléke követhető a Sulyomtól a Gyűrt-tetőig a Szerencs-patak völgytalpa fölött, az egykori dóm és lávaármező hegylábi fácieseként. Hasonló törmelék jelentkezett a mádi Harcsa-tetőn mélyült Mezőzombor–24 fűrásban is.

Így megfogalmazásra került (GYARMATI & SZEPESI 2007), hogy ezen képződményeket a forrásrégiónak megfelelő lávakőzet tagozatba (vagy formációba kell átsorolni), az abaújszántó területen a Vizsolyi Riolitufa Formációból a Sulyomtetői tagozatba.

Új tagozat létrehozása

A mátrai lőrinci és gyöngyössolymosi riolit előfordulások egyaránt a *Gyöngyössolymosi Riolit Formáció*ba kerültek besorolásra. Vizsgálataink a lőrinci Mulató-hegy fiatalabb korát (mintegy 1 millió év, 7.2. táblázat) igazolták. Bebizonyítottuk a közeli petőfibányai lavatestekhez hasonló, sekélyszubvulkáni térfoglalást, emellett geokémiai szempontból is egyedi karakterrel rendelkezik. Ezek alapján indokoltnak látszik rétegtani elkülönítése, amely két formában történhet:

- önálló tagozat formájában a *Gyöngyössolymosi Riolit Formáció*n belül: *Lőrinci Riolit Tagozat*

- új formációnév mellett két önálló tagozatként *Mátrai Savanyú Vulkanit Formáció, Gyöngyössolymosi és Lőrinci Tagozat*

Szétaprózott vulkanosztratigráfiai felosztás

A perlit-riolit sztratigráfiai szétválasztásához hasonlóan a piroklasztit fáciesek rétegtani elkülönítése sem vette figyelembe az egyes tufaterítések hűlési egységeit. Például a mai vulkanosztratigráfiai besorolás alapján egy ártufa terítés anyagán (rétegsor ld. SCHMINKE 2004) belül 3 tagozatot kellene elkülöníteni:

- hullott bázistufa: Abaújszántói Tagozat
- laza ártufa: Füzérkomlói Tagozat
- belső újraolvadt ignimbrit: Erdőhorváti Tagozat

Ezen a gyakorlaton a közeljövőben változtatni kell, az üledékes kőzetek esetében alkalmazott módszerek helyett a testek vulkanológiai egységét figyelembe vevő osztályozás szükséges.

Új típusfeltárások kijelölése

A bejárások során felmerült egyes formációk és tagozatok esetében új típusfeltárások, alapszelvények kijelölése.

A *Sulyomtetői Riolit Tagozat* jelenlegi típusszelvénye a Sulyomtetőn mélyült Abaújszántó–3 számú fúrás, amely helyett a térfoglalási folyamatokat in situ vizsgálható Sátor-hegy DK-i oldalának feltárásai javasolhatók.

A Kishutai Riolit Tagozat típusszelvénye a Kishuta–1 fúrás, amely mellett több olyan feltárás, szelvény kijelölhető, amely ténylegesen vizsgálhatóvá teszi a fácieseket. Ezek közül a telkibányai Ósva-völgy feltárássorozata (Cser-hegy lávadóm, kőgáti lávaár) és a Tokaj-Lebuj 200 éve folyamatos érdeklődésre számot tartó szelvénye jelölhető ki.

A *Szerencsi Riolituffa Formáció Kékedi Tagozatának* a felsőkékedi országúti szelvény helyett az abaújtúri Kátyú-völgy alsó szakaszát javasoltuk (GYARMATI & SZEPESI 2007), amely 1,5 km hosszúságban és 30 méter vastagágban tárta fel a sekélytengeri-tufogén üledékeket.

12.7 Az eróziós formakincs

A hegység eróziós formakincsét PINCZÉS (1960, 1977, 1980, 1998) tanulmányozta. Kutatásainak fő területeit a tönkösödés kérdése, hegylábfelszín kialakulása, a periglaciális felszínformálás folyamatainak és formakincsének vizsgálata képezte. Eredményeinek rövid összefoglalását a nemrégiben megjelent Zemplén monográfia tartalmazza (MARTONNÉ ET AL. 2007)

A Tokaji-hegység eróziós adatainak SRTM adatbázis alapján történő becslését KARÁTSZON & TÍMÁR (2004) végezte el. Az erózió átlagos értéke számításaik alapján 30 méter/millió év értékre adódott, amely mintegy 300 méter lepusztult anyagot eredményezett volna. A vizsgálati területek egy része azonban nem rendelkezett olyan nagy reliefenergiával, hogy ilyen mértékű eróziós rátát használjunk.

A szubareális savanyú vulkanizmus nagyméretű lávaár redőkkel, blokkokkal tagolt felszín hagyott maga után, amelynek eróziója, felaprózódása

már a vulkanizmussal egyidőben, a szarmata-pannon emelet nedves szubtrópusi klímaviszonyai között megkezdődött. A pliocén végéig a klimatikus adottságok függvényében, areális lepusztulás, hegyláb felszín képződés mellett a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző. A Tokaji-hegységben két jól elkülönülő lepusztulási lépcső alakult D-en 250-350 m, É-on 300-400 m magasságban. SCHWEITZER (1993) szerint az idősebb a felső pannon szemiarid (Sümegium) és a pannon-pliocén fordulóján (Bérbaltavárium) alakultak ki. A hegység belső részében a vízhálózat kialakulása a hegyláb felszínének létrejöttét kísérte (PINCZÉS 1980).

Hasonló folyamatok zajlottak a Mátra D-i előterében, ahol az egységesen D-felé lejtő felszín a széntelepes rétegsor fedőjét képező sekélytengeri üledékeken alakult ki (*Rózsaszentmárton, Szücsi*). A Kaszonyi-hegy területével foglalkozó munkák a felszínfejlődés kérdéseire nem tértek ki.

A tektonikus kiemelkedés ill. a klimatikusan is igazolható lepusztulás és völgybevágódás döntő szakasza a pleisztocén korszakban következett be. Először a külső üveges zónák lepusztulása és áthalmozása indult meg, majd az egyre nagyobb intenzitású fagy okozta aprózódás és lineáris erózió elérte a belső riolitos zónák anyagát. A völgyfejlődés a fő tektonikai irányokat követve haladt előre és a lávaközetek a bevágódás mértékének függvényében kerültek egyre kiemeltebb, nagyobb reliefenergiájú helyzetbe (Abaújszántó, telkibányai lávadómok). Ezt alátámasztja, hogy azok területein idősebb korú völgyrészletek nem találhatók (*Kaszonyi-hegy, Telkibánya*).

Más volt a helyzet a hegységperemi, vulkáni működést követő tektonikai folyamatok (többszörös lezökkenések) által igénybe vett területeken. Ez jól látható a Zagyva-völgy, a Bodrog-vonal, és Szerencs-patak völgye mentén, ahol a testek eróziós vesztesége is jelentősebb volt (12.3. táblázat).

A periglaciális felszínformálás számára a savanyú lávaközetek nem jelentettek kedvező morfológiai feltételeket, az alacsony tengerszint feletti magasságuk és a laza perlites- üveges szegélyek miatt. A dómok meredek lejtőszöge miatt az andezit lávaárakra jellemző krioformák (falak, lépcsők) még nagyobb tengerszint fölött magasság esetén sem alakultak ki.

A morfológiaiailag megfelelő helyeken (pl. dómok csúcsrégiója, oldalgerincek) kisebb sziklatornyok, kötengerek (pl. Telkibánya, *Cser-hegy, Abaújszántó, Sátor, Krakó*) és változó durvaságú lejtőtörmelék jellemző.

Összességében megállapítható a mai eróziós formakincs az elsődleges formák, az üveges és kristályos (riolit) fáciesek eltérő mechanikai szilárdsága, a völgyfejlődés és a reliefenergia viszonyok ismeretében értelmezhető.

12.7.1 Lávaárak

A sajátos felszínfejlődési folyamatoknak köszönhetően a lávaárak eredeti elrendeződését, morfológiáját legépebben megőrző szubareális centrumnak a *Kaszonyi-hegy* tekinthető. Morfológiai szempontból nagyformaként a tokaji Nagyhegyhez hasonlóan (KOZÁK & RÓZSA 1982) a gerincek és a völgyek definiálhatók. A kiemelkedés és a völgyek hátravágódása miatt az üveges külső szegélyek teljes egészében lepusztultak (táblázat). Így a gerincek az egykori völgyekben lefutó lávaárak morfológiai inverzióval kipreparálódott centrális riolit

zónáit tárják fel. Ezeken az oldalsó gerinceken 180-200 méter tszf. magasságban jelölhető ki egy lenyesett felszín, amely a tokaji Nagyhegy dacitkúpjához hasonlóan (KOZÁK & RÓZSA 1982) értelmezhető a pannon beltó szegélyi abráziójával, amelyet pliocén fluvialis erózió alakíthatott tovább.

Hasonlóan szubareális lávaár maradványa a telibányai *Kőgáti lávaár*. Egyediségét a hűlési-mozgási folyamatok eredményeként intenzíven breccsásodott talus tanulmányozhatósága jelentette, a legkissebb eróziós veszteség (10%-20%) mellett. Területén a pliocén végéig az andezites területek (Kánya-hegy, „tetőandezit”) közötti hegylábfelszínként a vulkáni térszín változó mértékű alacsonyodása volt a jellemző. a völgyfejlődés lenyesett, elegyengetett felszínen indult meg. A völgytalp kezdetben a felső üveges, horzsaköves és breccsás perlittípusokba vágódott majd az Ósva-völgy felső szakaszáról (Köves-patak) és DNy-i oldaláról származó andezites görgeteg és törmelékanyag véső hatásának segítségével gyorsan mélyült és szélesedett. Ez a folyamat azonban a pleisztocén végére, holocén elejére a keményebb riolitos perlit és riolit közettípusokat elérve lelassult. Ma a változó vastagságú hordalékanyag alatt ezek alkotják a néhol fedetlen sziklatalapzatot völgytalpat (SZEPESI & KOZÁK 2008).

Az *abaújszántói Sátor-Krakó hegyet* korábban a dóm alakú dagadókúpok közé sorolták (SZÉKELY 1997, MARTONNÉ ET AL. 2007). A fáciestani vizsgálatok a Szerencsi és Vizsolyi Riolit tufa Formációk tufa és lávaközet sorozatainak egymásra települést tárták fel. (SZEPESI 2007 a,c), amely a forma eróziós (tanúhegy, lávatarló roncsokkal) jellegét támasztja alá a dóm jelleggel szemben. A Sátor mai tetőszintje az idősebb, Ny-felé lejtő hegylábfelszín részét képezte, ebbe vágódott bele a pleisztocén során a Szerencs völgy. Az eróziós folyamatok erősödése (fagyhatás, aprózódás, szoliflukció) intenzív völgy és lejtőfejlődést eredményezett. A Szerencs-patak völgytalpa fölött a legmagasabb térszíni helyzetben lévő riolit-lávák a Sátor-hegyen csak néhány méter vastagságúak. A fáciestani analógiák (FINK 1987, SZEPESI & KOZÁK 2008) alapján eredeti vastagságuk biztosan elérte a 60-80 métert, így a lávaárszelvény mintegy 90%-os lepusztulásával számolhatunk (DK-i csúcs, ~10 m perlit-riolit vastagság). A riolit változatok az eróziós nyergen történő megszakadás után a Krakó magasabb (400 m tszf.) csúcsa irányában vastagszanak ki.

Hasonlóan intenzív eróziós folyamatok zajlottak a Bodrog-vonal mentén, amelyhez a Henye (vitatott eredetű) kavicsanyaga alapján intenzívebb abrázió is hozzájárult. Ez annál is valószínűbb, mert az abaújszántói Sátor-hegyen 300 m tszf. magasságban kerültek azonosításra partközeli és sekélytengeri áthalmozott képződmények a lávaközetek fekéjeként (SZEPESI 2007a). Továbbá a Pannon beltó partvonalának előrenyomulását is üledékes képződmények (Megyasói Konglomerátum Formáció) dokumentálják.

A *Tokaj-Lebuj-i riolit-perlit-felső lávaár* szelvényének eróziója a felső-pleisztocén korszakra majdnem teljessé vált, amely a Tokaji-hegy K-ÉK-i oldalán több 10 méter vastagságot elérő periglaciális lösz üledék rátelepülésével állt meg. A riolit fácies öv megjelenése alapján (Telkibánya 70-100 méter láva mélység SZEPESI & KOZÁK 2008) 90 %-t meghaladó erózió határozható meg.

12.7.2 Lávadómok

A lávaárakhoz viszonyított, meredek lejtők ($>30^\circ$) biztosította morfológia különbségek, a völgytalpak fölötti változó kiemeltség az erózió mértékét és feltáruló fáciesek jellegét is meghatározta (12.4. táblázat).

A *telkibányai Ósva-völgy* É-i oldalán összetett (Cser-hegy) és monoetikus lávadómjai (*Ork-hegyek, Ó-Gönc*) definiálhatók (SZEPESI & KOZÁK 2008). A dómok tetőzónája eléri az 500 méteres tszf. magasságot, a meredek lejtőoldalak vastagabb talajtakaró kialakulását nem tették lehetővé. A sűrű lejtőtörmelék a szálkőzet kibúvások környékén a kőtenger méretig durvul. A Cser-hegy esetében az üveges dóm szegélyek az exponáltabb helyzetű tetőrégiókban és völgy szűkületeknél (Törő-kőfejtő) kivétel nélkül eltűntek, itt a dómbelső riolitfácieseit találjuk meg (erózió $>70\%$). A perlitváltozatok a szélesebb völgytalpak környezetében jelentkeznek, ahol a bevágódás és oldalazó erózió nem tudta lepusztítani őket (pl. Templomdomb, 20-40% erózió). A monogenetikus dómok esetében a kisebb méret és az exponáltabb helyzet miatt több helyen a fluidális dómbelső is feltárul, amely az elvi fácies sorrend alapján a kürtő környezetét reprezentálja, a Cser-hegy tetőzónájához hasonló eróziós mértékkel.

A bodrogheresztúri lávadómok (*Dereszla és Lebuj*) több egymásra települő lávatestet dokumentáltak. A Dereszla és Lebuj alsó riolit egységei két lávaciklus közötti intenzív eróziót bizonyítanak. Ez a radiometrikus koradatok bizonytalansági értékein belüli ($\pm 0,5$ millió év) erőteljes denudációt következménye. A Lebuj alsó-dóm felszíne szabálytalan lefutású akadályt képezett a rátelepülő lávaár számára, Dereszla lemezes riolitjának eredeti helyzete (dóm, lávaár) nem határozható meg.

A Dereszla esetében a korábban elmondottak alapján az eróziós forma a riolitfelszínre települő két üvegesebb lávatestet egyesít. A belső perlites dómra, gravitációsan összeomlott (és újraolvadt) agglomerátum települ, de az eredeti felhalmozódási térszínről semmilyen információ nincs (hegyláb, völgy?). A nagyobb vastagság miatt kisebb erózió valószínűsíthető (50-60%).

A *lőrinci Mulató-hegy* esetében a fáciestani bizonyítékok szemben álltak a felszíni szöveti modellel. A sekélyszubvulkáni környezetben a korlátozott hőkiáramlás miatt a centrális riolitövek keskenyebb üveges szegéllyel kellett kapcsolódnia a beágyazó környezetéhez. Mivel a vitrofir jellegű szegélyöv feltárásai még tanulmányozhatók voltak (2003-2005) így 20% eróziós veszteség becsülhető. A legidősebb vizsgált test (14,8 millió év) ilyen mértékű megmaradása a Mátra D-i peremének sajátos felszínfejlődésével magyarázható. A környezetéből kierodált riolittestre Pannon tenger előrenyomulásához kapcsolódóan először partszegélyi, majd mélyebb vízi fáciesek települtek. A test második exhumációja a Zagyva-völgy bezökkenéséhez kapcsolódik, amelynek eredményként a laza homokos üledékek a völgytalp irányába halmozódtak át.

Szubareális lávaár					
Előfordulás	<i>Telkibánya, Kőgáti lávaár</i> <i>Tokaj-Lebuj, Felső lávaár egység</i> <i>Abaújszántó, Sátor-Krakó (tetőrégió)</i> <i>Barabás, Kaszonyi-hegy</i>				
Testek kiterjedése	~km hosszúság 0,5 -5 km ²	feltártság nem megfelelő	hegycsoport: 5 km ² felső lavatakaró: kb. 1,8 km ²	Újszerűen szétágazó lávaárak	
Erózió mértéke	<10-20%	>90%	70-90%	50%	
Külső fácies-övek	Talus	törmelék (>50cm) dominanciájú	erodálódott	erodálódott	erodálódott
	Tömör üveg	perlit (obsz. jell, gyöngyköves, riolitos)	erodálódott	erodálódott	erodálódott
Belső fáciesövek		fluidális riolit, kovás, vörös riolit fészkekkel	fluidális riolit óriás litofizákkal	fluidális riolit	oszlopos fluidális riolit
Alsó kontakt		agyagosan bontott riolitbreccsa	fácies idegen helyzetű alábukott lávaárfront: vörös-fekete perlitbreccsa	gyöngyköves perlit, törmelék dominanciájú horzsás perlitbreccsa (újraolvadt)	perlit (~2m), Üveges – tufás breccsa

12.3. táblázat A szubareális lávaárak fáciestani vizsgálatok összegző táblázata (a testek méretére vonatkozó adatok a legtöbb esetben nagy bizonytalanságú becslések).

Test típusa	Szubareális dóm					Szub-vulkáni kriptodóm
Előfordulás	<i>Telkibánya, Cser-hegy</i>	<i>Telkibánya, Kis és Nagy-Ork hegy, Ó-Gönc</i>	<i>Bodrogkeresztúr-Dereszla</i>	<i>Tokaj-Lebuj alsó dóm egység</i>	<i>Lőrinci: Mulató hegy</i>	
Testek kiterjedése	Ø~2 km 0,5 -5 km ²	Ø < km <0,5 km ²	Ø :1*2 km 1 km ²	feltártság nem megfelelő	600*400 m	
Erózió mértéke (becslés)	tetőrégió: >70% völgytalp: +20-40%	>70%	40-50%		20%	
Peremi fáciesövek	horzsás perlit, perlitbreccsa (D-DK, É,)	erodálódott	vulkano-klaszt perlit breccsa (horzsás)	erodálódott	hialoklaszt jellegű alsó kontakt	
Belső fáciesövek	obszidián jellegű és gyöngyköves perlit	erodálódott	perlit-breccsa, gyöngyköves perlit	erodálódott	vitrofir globulitos vitrofir	
Kürtőközei fácies	szferolitos malomkő fluidális riolit	szferolitos riolit fluidális riolit	nem tárul fel	litofizás, fluidális riolit	vörös riolit litofizás riolit	

12.4. táblázat A lavadómok fáciestani vizsgálatainak összegző táblázata, (a testek méretére vonatkozó adatok az eróziós veszteség miatt a legtöbb esetben nagy bizonytalanságú becslések)

13. A vizsgált előfordulások közetszöveti vizsgálatainak összefoglaló értékelése

Az ásványos alkotók mennyiségének meghatározásakor hagyományos vonalmenti méréseket (JÁRAI ET AL 1993) és kiértékelést (MACALC program ALMÁSI ET AL. 2006) végeztünk, de a csekély fenokristály tartalom miatti hibalehetőségek (akár nagyságrendi eltérések 300 000 μm mérэшossz esetén), szükségessé tették a területalapú közelítést.

A kiértékelés után táblázatba rendezve a kőzetek nevezéktani besorolásánál feltüntettük a hagyományos szöveti (ROSENBUSCH & WÜLFING 1908) és a megfelelő IUGS megnevezését. Az IUGS ajánlásait figyelembe véve a kőzetek megnevezésénél hat minősítő jelző használható föl: kőzetalkotó ásványok, szöveti jellemzők, szín, geokémiai jelleg, genetikai és tektonikai jelzők. A névben csak a jellemző kőzetalkotó ásványokat tüntettük fel, 5 % alatt modális arány alatt a „tartalmú” jelzővel ellátva. A megnevezésben két ásvány került feltüntetésre, a domináns földpát mellett a geokémiához kapcsolódva, a genetikára utaló színes (piroxén) vagy színtelen (kvarc) alkotók szerepeltek. A szemcsemérettel kapcsolatos szöveti tulajdonságok külön táblázatoszlopban kerültek rendezésre.

A mikroszkópi szöveti vizsgálatokon kívül az ásványos alkotók mennyiségének meghatározására röntgen vizsgálatokat végeztünk (MÁFI), ezzel a módszerrel kerültek kimutatásra a kis hőmérsékletű hidrotermás elbontási termékek is.

Az összehasonlító értékelés a differenciációs folyamatok előrehaladottságát, a krisztallizáció szakaszosságát, valamint a felszíni hűlési folyamatok egyenetlenségét bizonyította. A szemcseméretben jelentkező különbségek egyértelműen utaltak a térfoglalási környezet eltéréseire (dómlávaár). A 13.1 táblázat (128. oldalon) tartalmazza a színtelen és színes alkotók modális összetételi arányait, a fenokristály generációk általános szöveti és méret jellemzőit, a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció jellegére és szemcseméretére vonatkozó információkat. Feltüntetésre kerültek a hólyagüregek ásványtársulásai és az adott feltárás egyediségét jelentő alkotóelemek is

A magmakamra hőmérséklet különbségei, valamint a frakcionáció és asszimiláció vezérelte konvekciós folyamatai miatt kis fenokristálytartalmú, (~10%, vagy ez alatt) savanyú olvadékok alakultak ki, amelynek lehűlése során a kevés porfíros alkotó *hialinos* szövetű változatokat eredményezett. A legnagyobb SiO_2 tartalmú olvadékok (Tokaj-Lebuj, Dereszla) a fenokristály tartalom 5% alá csökkent. Ettől eltérés csak a barabási és a lőrinci-i esetében jelentkezett, ezek geokémiai szempontból is elkülönülnek a Tokaji-hegységi előfordulásoktól. A Barabási riolit *vitrofiros* szöвете (88% alapanyag) többgenerációs földpát nukleáció következménye. A Lőrinci előfordulás esetében a kis SiO_2 és az alapanyag nagy alkália tartalma miatt, a csökkent viszkozitású, mérsékelt hőkiáramlású szubvulkáni környezetben az alapanyag mintegy 50%-a kristályosodott savanyú plagioklász és szanidin mikrofénokristályok formájában, *hialopilit*es szöveti elrendeződést hozva létre.

13.1 Színes kőzetalkotók

Színes alkotóként leggyakrabban biotit képződött porfíros beágyazásként vagy mikrofenkristályként 150-200 μm mérettartományában (pl. *Lebujnál*). Az üvegben üdébb kristályok opacitosodása a riolitok esetében volt kifejezettebb. A horzsás övekben és a fluidális részleteknél is orientáltan helyezkednek el.

A bázisosabb forrásanyag reliktum ásványai (főként bontott ortopiroxének, és magnetit) az abaújszántói Sátor és a Kaszonyi-hegy riolitjában jelentkeztek. Utóbbi esetében helyenként mennyiségük az 1%-ot is megközelítette. A Lebujnál alárendelten az augit óraüveg ikerkristályai is azonosíthatók voltak. Magnetit szinte mindegyik feltárásban azonosítható 0,1-0,4%-nyi idiomorf szemcse alakjában. Erősen bontott amfibolt kizárólag csak az *Ósva-völgyi (Telkibánya)* Kőgáti lávaár anyaga tartalmazott (0,63%), az olvadék korábbi H_2O -ban gazdagabb (>3% STASIUK ET AL. 1996) stádiumának reliktumaként.

A perlitek anyagában többször is jelentkeztek a mikrolit tartományban színes alkotók. A Dereszla esetében csak a leghátsó fal riolitos perlit anyagában jelentek meg a fűzerszerű trichitekként. Az egyenes, pálcika vagy hajlott alakú krisztallitok dendritszerű elrendeződése mellett gyakoriak a csillagszerűen (5-10db), egy pont köré rendezett krisztallitok is. Néha csak kettő, három kapcsolódik össze. T vagy V alakban. Olyan nagy számban voltak jelen, hogy egymást átfedve hálószerűen szövik be a kőzetüveget (5.28 *fotó*). Anyaguk valószínűleg piroxén.

A Lebuj esetében a mikroszkópi mérettartomány alatt jelentkező szemcsék jellegét, eloszlását, megjelenési módját elektron mikroszondával vizsgáltuk. Az ábra két felén más képelőhívási módszert alkalmazva kirajzolódott a perlites struktúra átmetszett világos Fe-ban gazdag pontokból álló kettős sáv (5.27 *fotó*), amely az üveg folyási irányával párhuzamos elrendeződésű. Örményországi obszidiánok és perlitek vizsgálatánál mutatták ki, hogy az ilyen apró (10 μm) piroxén és az extrúzió befejező fázisában a piroxének dekompozíciójával létrejött magnetit szemcsék orientált füzerei adják a kőzetüveg sötét színét (GEVORKIAN ET AL. 1996).

13.2 Színtelen kőzetalkotók

A színtelen alkotók közül a földpátok több generációban jelentek meg, az olvadék viszkozitásának függvényében. A geokémiai jellegnek megfelelően a plagioklász és szanidin egymáshoz viszonyított arányán alapuló osztályozási rendszer (SZÁDECZKY 1890, VENDL 1927) sokáig az egyetlen genetikára utaló csoportosítási módszer volt. Szanidin dominált a Dereszla és a Lebuj kőzetanyagának esetében, míg a többi feltárásnál a oligoklász-andezin összetételű ($\text{An}\%=10-50$) plagioklászok uralkodtak. Legbázisosabb, labradorit-andezin generációk ($\text{An}\%=42-53$), a Kaszonyi-hegy esetében jelentkeztek.

	Szövet	Ásványos alkotók (modális arány)	Jellemzők	Devitrifikáció alapanyag krisztallizáció	Porozitás Üregkitöltés	Egyediség
Lőrinci Mulató- hegy	hialopilites- (vitrofiros) alapanyag: 49,7%	<i>plagioklász</i> (6,8%) <i>mikrolitok(szan+plag.)</i> (42,3%)	táblás, karlsbadi és poliszintetikus ikrek, gyenge zónásság 1. mm (id) 2. 150-400 µm (id) táblás, karlsbadi ikrek 3. 30-100 * - 30 µm (id)	globulit= felzit (>5-10µm) +oxidáció <i>mikro-kriptokristályos</i> granofir: 50-100 µm, mikrolitok elmosódnak (csak a riolitban, <i>finom szemcsés</i>)	1. tridimit+ agyag-ásvány 2. tridimit+ agyag-ásvány+ szfalerit, galenit+ kalkopirit	ércindikáció felső devitrifikációs front, hialopilites szövet
		1. magnetit 0,2 % 2. vörös pszeudomorfóza hipersztén? 0,2%	négyszöges >100-400 µm táblás 100-600 µm			
Telki- bánya Ósva- völgy	hialinos (alapanyag >90%)	<i>plagioklász</i> (>8%) <i>kvarc</i> (>1%) 100-500 µm	táblás, léces, albit ikerlemezes, zónás 1. mm, 2. 250-700 µm) dihexadérer (id vagy rezorb.)	nyílt szferolitok: >cm zárt szferolit (250 µm -1 mm) szferokristály (50, 500µm) felzit 10-25,50 µm mikrofelzit ~>5- 10 µm <i>közép-finomszemcsés</i> <i>mikro-kriptokristályos</i>	tridimit opál (méz, viasz, nemes)	opál
		<i>biotit</i> (~1%) <i>amfibol</i> (0,63%) <i>magnetit</i>	tűs, táblás, opacitos (300-700 µm) bontott négyzetes, hatszöges 100-200 µm			
Abaúj- szántó Sátor- Krakó	hialinos (alapanyag >90%)	<i>földpát</i> (4-6%) <i>plagioklász</i> <i>szanidin fenokristály</i> 2. <i>mikrofenokristályok üvegesebb sávokban</i>	1. táblás, ikerlemezes (mm) táblás, karlsbadi ikres, (350-500 µm) 2. tűs, léces (100*25, 25-50*5-8 µm)	barna sávok üveges - <i>kriptokristályos</i> világos - felzites (10-25 µm) <i>mikrokristályos</i> durvább sávok: 25-50 µm < szferokristályok (100-250µm) <i>finom-középszemcsés</i> axiolit (több mm hosszúság* szélesség 250µm -mm) szferolit (300-500 µm), de sávokba rendeződik	csak tridimit	alsó devitrifikációs front
		piroxén (0,2%) biotit (0,1%) magnetit (0,1%)	bontott 001 nyolcszöges 600-700 µm tűs, 80-100 µm önálló vagy zárvány 80-100 µm			
. Tokaj- Lebuj Dereszla	hialinos (alapanyag >90%)	<i>földpát</i> (~5%) plagioklász szanidin szanidin mikrolit kvarc (1-2 szemcse)	1. mm, 400-700 µm ikerlemezes, glomeroporfiros táblás, karlsbadi ikres tűs, léces 70*15 µm 0,5-1mm	felső lávaár: felzit >4-50 µm , <i>kripto-mikrokristályos</i> alsó dóm egység <i>finomszemcsés</i> ekvigranuláris krisztobalit 100 µm granofiros szövet : 250-350 µm szferolit 300-700 µm	tridimit, opál, agyagásvány	alapanyagzárványos töredezett szanidinek piroxén, magnetit mikrolitok
		biotit magnetit magnetit mikrolit piroxén (augit) piroxén mikrolitok	tűs, lemezes 200-700 µm négyzetes 200 µm szubmikroszkópikus 1-2 szemcse 200 µm longulitok 25*2 µm, 10*1 µm			
Kaszonyi -hegy Barabás volt Tsz kőfejtő	vitrofiros (alapanyag 88-92%)	<i>plagioklász</i> (6,7%) 1. 1,5-2 mm,(id) (oligoklász, andezin) 2. glomeroporfiros csomók 3. önálló 500 µm szemcsék 4. szanidin mikrof.k. 5. tridimit 4%	alapanyagzárványos, szita szövetű, rezorbeált, ép továbbnövekedési szegélyek, zónás, ikerlemezes zónás, táblás, ikerlemezes (mm, ~ 500µm egyedekkel) ikerlemezes, léces (300-500 µm) tűs, léces 50*10, 20*5 µm	barna sáv felzit, mikrofelzit, >4-25 µm <i>mikro</i> <i>vagy kriptokristályos</i> világos sávok: tridimit, + felzit 25-50 µm <i>finomszemcsés</i>	tridimit biotit kalcit	kalcit (KULCSÁR 1976) kalcit üregkitöltés profiros andezit ofitos szövetű diorit porfirrit zárvány tufazárványok (devitrifikálódott)
		hipersztén ~1% biotit (<1%) magnetit (0,23%)	- erősen bontott (250-1000 µm) zárványokban xenomorf (200-400 µm), riolitban (150-300 µm) - üregfalon (mm) xenomorf - hiperszténben, vagy önállóan 50-200 µm			

13.1 táblázat Az ÉK-magyarországi savanyú lávakőzet előfordulások modális összetételi és szöveti vizsgálatainak összefoglaló táblája

A földpátok alakja a túlhűlés mértékének és krisztallizációs időtartamnak megfelelően változott (SWANSON 1977). Általában 3 generációban jelentek meg mm, 100- 700 μm tartományban. Az egyenletes hűlés melletti táblás jelleget ($\Delta T = 10\text{--}50^\circ\text{C}$), a hűlési ráta csökkenésével léces, tűs habitus ($\Delta T \Rightarrow 500^\circ\text{C}$) váltotta fel. A növekedés elhúzódása és az olvadék összetétel változásának következményeként általános a zónás jelleg (pl. *Telkibánya*, *Kaszonyi-hegy*) és a poliszintetikus ikerlemezesesség (*Lebuj*). Jellegzetességük, hogy az alapanyag zárványok a kristályokon belül szitaszerű szöveti struktúrákat hoztak létre (sieved-texture ALLEN & MCPHIE 2003, *Kaszony*, *Lőrinci*). A Kaszonyi riolit esetében a differenciáció szakaszosságát reprezentálva a legidősebb, szita-szövetű fenokristályok részben rezorbeálódtak, savanyúbb továbbnövekedési szegélyeik már épek.

Idiomorf szanidinek is több méretgenerációban, táblás és karlsbadi ikres habitussal jelentkeztek. A *Lebuj* és a *Dereszla* esetében domináns táblás szanidinek utóbbi esetében nagyméretű alapanyag zárványokat tartalmaztak hengeres (150-250 μm) vagy szabálytalan amőba alakkal (300 μm). Plagioklász és szanidin mikrofenokristályok a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció előtti utolsó nukleációs eseményt jelentették, a túlhűlés mértékétől függő megnyúlással. A *Lőrinci Mulató hegy* esetében a kisebb viszkozitás lehetővé tette a mikrofenokristályok nagyobb mennyiségű krisztallizációját (42%), ahol mérsékelt irányítottságuk térfoglalás közbeni korlátozott áramlást jelez. A riolit fácieseknél a devitrifikáció és alapanyag krisztallizáció mikrokristályos termékeinek (*felzit*, *granofiros szövet*) növekedése gyakran felismerhetetlenné tette a fázis kristályegyedeket.

13.3 Fenokristály fragmentáció

A földpát fenokristály fragmentáció folyamatát ALLEN & MCPHIE (2003) vizsgálta, öt különböző fragmentációs típust különítve el (4.1. ábra, 30. oldalon). A *Dereszla* esetében a szanidinek alapanyagzárványai és hasadási vonalai az olvadékmozgás okozta fragmentációban jutottak szerephez (5.29, 5.30. fotó). A törött példányokon jellemzőek a zárvány alakjának görbült, íves karéjos határfelületei, az egyenesek ritkábbak. Gyakoriak a hűlés végső stádiumában a kompakció miatt elhasadt, de szét nem sodródott egyedek. A plagioklász csomók szétesése kisebb, szabálytalan méretű töredékeket eredményezett.

A fragmentációs folyamat az intenzív hűlés és illóvándorlás alatt álló horzsás breccsazonák esetében érte el a maximumát, ahol a fenokristályok szétesése eléri a hullott tufák esetében tapasztalt (PÜSPÖKI ET AL. 2008) mértéket. A kőzetdarabok határain nagyobb háromszög alakú, míg a gázáramlási zónákban a szétesett, legapróbb töredékek jelentek meg. A nyúlt szemcsék a gázáramlás irányában rendezettek.

További intenzíven igénybe vett övek a belső riolit magrészek ún. devitrifikációs breccsazonái voltak (*Telkibánya*, *Kögát*), ahol az alapanyag krisztallizációja közben történt még kisebb mozgás, ami a növekvő viszkozitás értékek mellett a földpátok hasadási nyomvonalai mentén tagolta szét a glomeroporfirios csomók egyedeket, vagy a különálló fenokristályokat. A lehasadt töredékek alakja változatos, jellemzőek a fűrészfogszerű vagy egyenes törésfelületű

kettőtört idimorf szemcsék és a háromszöges töredékek . A töredezettség mértéke a fenokristály mérettel növekedett.

13.4 Vulkáni üvegek

Az üveg szöveti jellegét a testben elfoglalt relatív pozíció határozta meg. A felszínközeli horzsás minták esetében a kis térfogatsúly mellett a gázok expanziója által fellazított anyag 5-40% körüli értékei jellemzőek. Ha újraolvadás következett be (*Abaújszántó eltemetett lávaárbázis, Dereszla összeomlott dómszegély*) a hajcsálcsövek ellapultak, összehegedtek. A folyamat bekövetkeztét a perlites szerkezet fejletlensége mutatja (100 μm), az anyag obszidián jellege mellett (*obsidian-porfír*, SZÁDECZKY 1887).

A felszínközeli zónák hűlés közben kialakult mikrorepedés hálózata az illómigráció mellett a perlitesedést is elősegítette. A kialakult koncentrikus gyöngykő szerkezetek átmérője a több mm-t is elérte. A Lebuji fáciesének röntgenvizsgálatai megerősítették a perlites alapanyag krisztallizációjának alárendelt voltát a krisztobalit 1%-os jelenléte és az amorf fázis 97% mennyisége mellett. A belső, szferolitos perlit zónák felé nőtt a krisztobalit és tridimit mennyisége, amelyek kristályos fázisokon belüli aránya 10-50% között mozgott (GYARMATI 1981).

A lebuji vörös perlit üveges alapanyag erőteljes átkristályosodásának mértékére utaló 11% amorf fázis melletti 71 % krisztobalit a fácies lávaárbázison bekövetkezett újraolvadással és intenzív alapanyag krisztallizációval magyarázható.

Egyedi változatként jelentkezett a lőrinci vitrofir, gömbös-vitrofir fácies, amely perlitesedést egyáltalán nem mutatott.

13.5 Riolitok

A riolit fáciest kialakító alapanyag krisztallizációs és devitrifikációs folyamatok a legutolsó kristály nukleációt (mikrofenokristály, mikrolit) követték. A legfontosabb szöveti struktúrák az olvadék túlhűlésének mértékében a következők voltak:

- devitrifikáció ($\Delta T = 115-315\text{ }^{\circ}\text{C}$ SWANSON ET AL. 1989): szferolitok (nyílt és zárt) szferokristályok, axiolitok

- alapanyag krisztallizáció ($\Delta T = 100-200\text{ }^{\circ}\text{C}$ SWANSON ET AL. 1989): granofiros, felzites (mikrokristályos) szöveti részletek, ekvigarnuláris krisztobalit

A *szferolitok* mérete tág határok között, a túlhűlés mértékének függvényében változott. Nagyméretű nyílt struktúrák (~cm) a lávadómak tetőrégiójában jelentkezték (Telkibánya, Ó-Gönc, Ork-hegyek). Lassabb hűlési sebesség mellett a szferolitméret csökkent, a tömött zárt szerkezetű egyedek a lávaárak bázisöveiben (Abaújszántó), vagy a litofizák környezetében és a riolitos perlitben jelentek meg. A mikroszkópi méretű *szferokristályok* is több generációban voltak jelen (Telkibánya: 50-500 μm , Abaújszántó 100-250 μm). Több feltárásban jelentkezték a vonalmenti (pl. hűlési repedés mentén) hőközléssel keletkezett axiolitos szerkezetek. Több mm hosszúságban követhetők voltak, szélességük 250 μm -mm között változott (Telkibánya, Abaújszántó) A szferolitok a

röntgenelemzésekben káliföldpát fázisként jelentek meg (*Lebuj*: 23%), amely jó összhangot mutat modális mennyiségükkel.

Az alapanyag krisztallizációs termékek szemcsemérete is a hűlés időtartamának megfelelően változott. A lávaáraknál finomabb, a lávadómoknál a szakaszos olvadékutánpótlás miatt durvább szemcseméret jelentkezett. A *granofiros* részletek a lávaáraknál hiányoztak, a dómoknál a közpszemcsés mérettartományt (*Lebuj* 250-300 μm) is eléri, de általában ez alatt maradnak (*Lőrinci* 50-100 μm). A *mikrokristályos* (felzites, mikrofelzites) *részletek* a lávaárak szövetében domináltak, a dómoknál a többi textúra (szferolit, granofir) közötti teret töltötték ki 15-50 μm méretben. Az *ekvigranuláris krisztobalit* mezők is változó szemcseméret tartományban voltak jelen. A Tokaj-Lebuj feltárás kétszattúságát jól szemlélteti, hogy a felső lávaár egység esetében a laminárisan rendeződő sávok szemcsemérete csak 50 μm , az alsó dómnál (a szferolitok és granofiros foltok között) pedig durvább, 100 μm -es mérettartományban mozgott.

A mikrokristályos felzites, granofiros fázisokat a röntgenelemzésekben a krisztobalit reprezentálja (13.2. táblázat), amelynek mennyisége meghaladta a 40%-t (*Lebuj*), de még az agyagászványosodott övekben is 10-32% (*Lőrinci*, 13.3 táblázat).

Minta	kvarc	tridimit	krisztobalit	illit	káliföldpát	plagioklász	amorf	vulkáni üveg
<i>Tokaj-Lebuj I/3. riolit</i>	+	28	44	3	23	-	2	-
<i>Tokaj-Lebuj II/6. marekanitos perlit</i>	-	-	1	-	2	-	-	97
<i>Tokaj-Lebuj II/7. vörös perlit</i>	2	-	71	-	-	16	11	-

13.2. táblázat A Tokaj-Lebuj kőzetmintáinak röntgenelemzési adatai

A lávadómoknál a szakaszos olvadékutánpótlás miatt előfordulhat, hogy a már kriptó- vagy mikrokristályos alapanyag egyes részei re-krisztallizálódtak (pl. szferolitok felzitesedése), ilyenkor csak éles vagy elmosódó kontúrok utalnak az eredeti formára. A másik hasonló jellegű hatás a fedő lávatestek esetében érvényesül, mivel a fekvő hőmérséklet növekedése szintén szöveti elváltozásokhoz, általában a szemcseméret durvuláshoz vezet (felzites→granofir *Lebuj*, *Dereszla* alsó dóm egységei)

13.6 Hólyagüregek ásványtársulásai, utólagos elváltozások

A hólyagüregek ásványtársulásai alacsony hőmérsékletű mineralizációs folyamatok termékei. A riolit mikroporozitás és a litofiza térfogataránynak megfelelően a *lebuji* riolitban a röntgen 28% tridimitet mutatott ki (13.2. táblázat). Ez a kisebb pórusokat teljesen kitöltve vagy a nagyobb hólyagüregek, litofizák falán jellegzetes 3-as ikerkristályok formájában (2.19. fotó) jelent meg. A kaszonyi riolit durvább kristályos sávjai (25-50 μm , modális arány 4%) szinte kizárólag ebből álltak. Emellett fennőtt ásványként megjelentek még a biotit, magnetit (*Kaszonny*), trigonális kvarc (*Telkibánya*, *Kaszonny-hegy*) kristályai is.

Minta	kvarc	tridimit	krisztobalit	illit	illit/mm	montmorilonit	K-földpát	plagioklász	amorf
agyagosodott riolit	13	-	13	3	4	6	23	-	3
agyagosodott litofizás riolit	4	-	32	1		9	2	-	3

13.3. táblázat A lőrinci Mulató-hegy agyagosodott kőzetmintáinak röntgenelemzési adata

A kőzeteket több helyen érte alacsony hőmérsékletű illites-montmorillonitos elbontás (80-125°C). Ennek eredményeként a kőzet anyagának kifakulása mellett a nagyméretű földpátok kimállottak, a mikrofénokristályos zónák ásványos alkotói felismerhetetlenné váltak. Általános a tridimites üregfalak agyagos bekérgezése (*Tokaj-Lebuj, Lőrinci*), de megjelentek a lemezes-pados-oszlopos elválási felületek mentén is. Egyes feltárásokban vasas oldatok okozta foltok, átítatódások, ezekből kiágazó erek jelentek meg, amelyek a viszkózus anyag megszilárdulásakor, azzal közel egyidejűleg járták át a kőzetet (*Lőrinci, Kaszonyi*).

Telkibányán a megszilárdulás végső stádiumában még intenzív ásványképződési folyamatok a litofizákban (cm-dm) gazdag, oldatmozgás szempontjából legátjárhatóbb riolitos perlit kőzettípust érintették. A már konszolidálódott üregfalakon a tridimit kiválása után, a krisztallizáció utolsó fázisaként a litofizákat változó SiO₂ koncentrációjú oldatok többnyire amorf, ritkábban kriptokristályos kiválásai töltötték ki. A Kurtabérci-völgy változatos opál előfordulásai (nemes, tűz, viasz, tej), a Kutyaszorító és a fúrások riolitos perlit fáciesének intenzíven kovásodott, „vörös riolit” fészkei, rétegei egy ÉÉNy-DDNy csapású, mintegy 300 méter szélességben és km hosszúságban követhető zónát jelöltek ki.

A fekéből és a mélyebb aljzatból mobilizált elemek egyedi üregkitöltéseket hoztak létre. A lőrinci Mulató-hegyen az andezit vulkanizmust követő hidrotermális folyamat hatására alacsony hőmérsékletű szulfidos ásvány paragenézis (kalkopirit, galenit, szfalerit) tölti ki az üregeket. Az ellapult üregfalak környezete ezeken a helyeken jellegzetes halványzöldes színű agyagásványos bevonatot kapott. A Kaszonyi-hegyen több helyen észlelhetők a kalcit teljes üreget kitöltő, vagy gömbös-vesés bekérgezései.

14. A VIZSGÁLT ELŐFORDULÁSOK ÖSSZEHASONLÍTÓ GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE

14.1 Az adatfeldolgozás módszerei és szempontjai

A vizsgált előfordulások összehasonlító geokémiai jellemzésének célja kettős volt:

1. A dolgozat célkitűzéseinek megfelelően az egyes fáciesek genetikai folyamatai (breccásodás-horzsásodás, devitrifikáció) függvényében felismerhető elemeloszlási törvényszerűségek értékelése.
2. Az előfordulásokra a frakcionálódott ásványi fázisok függvényében területileg karakterisztikus elemek meghatározása és az olvadékfejlődés eltérő jellegének vázlatos értékelése.

Az adatbázis összeállításánál, a fáciestani vizsgálatoknál ismertetett szempontok érvényesültek. Így a savanyú lávaközetekre koncentrálva csak a mai országhatárokon belüli (kivéve a Beregszászi dombvidék), felszíni előfordulások elemzési sorozatait használtam fel. A legfontosabb adatforrások a következők voltak:

- monografikus összefoglalások (MAURITZ 1909, VARGA ET AL 1975, ILKEYNÉ 1972A)
- földtani térképlapok magyarázói (M 1:10000, 1:25000 1:200 000, pl. BÓCZÁN ET AL 1966, GYARMATI 1974)
- perlitkutatási zárójelentések (ILKEYNÉ 1972 B, GYARMATI 1981)
- egyes előfordulások publikációi (pl. HERMANN 1952, SEGHEDI ET 2001)

Az adatok feldolgozása a hasonló jellegű munkák (ZENTAI 1964, PÓKA 1982, 1988, McDONALD ET AL 1992, Ó. KOVÁCS & KOVÁCS 2001, 2002, MARTIN-FERNANDEZ ET AL 2008) módszertani alapelveinek figyelembevételével történt. A válogatás egyik fontos szempontja volt (McDONALD ET AL. 1992), hogy csak 70% SiO₂ tartalom fölötti minták kerültek be az adatbázisba, továbbá szelektálásra kerültek az utólagos elváltozást (kovásodás, agyagosodás) mutató elemzések is.

A területi összehasonlításnál csak a Total Alkali Silica diagram (TAS) osztályozási paramétereinek megfelelő ($2\% > \text{H}_2\text{O}^+$, $0,5\% > \text{CO}_2$, $\Sigma=100\pm0,5\%$) elemzéseket (101 db) vettem figyelembe. A fáciestani értékeléshez ettől eltérve (Ó. KOVÁCS & KOVÁCS 2001 alapján), 98-102% elemösszeg közötti sorok is bekerültek. Az adatokat izzítási veszteség nélkül, szárazanyagra számolva használtam fel. A Fe esetében sok esetben csak az FeO_t érték szerepelt, amely fácies szintű értékelésnél jelentett hiányt.

Az összegyűjtött adatok az elemzés helye, módszere, kora, valamint a területi és a fáciesekre vonatkozó gyakoriság alapján meglehetősen nagy szórást mutattak. Az adatok korát tekintve a legkorábbi elemzések még XIX. században (BERNÁTH 1866) készültek. Ezek a számításokhoz válogatott adatcsoportba nem kerültek be.

A csoportosításnál a vulkáni hegységek területi bontását alkalmaztam (SZEPESI 2004), amely nemcsak a lávaközet-tufa arányokban, hanem a geokémiai jelleg esetében is különbségeket eredményezett. Az adatok legnagyobb része a

savanyú lávák arányainak megfelelően a Tokaji-hegységből, azon belül is a részletesen megkutatott északi-riolit területéről származik.

Az elemzések számát tekintve legkevesebb a mátrai riolitokról készült. A 4 elemzést - amelyből kettőt még MAURITZ (1909) publikált- két teljes elemsorral egészítettük ki (vitrofir és riolit). A legjobb helyzet a részletes perlitkutatással érintett Tokaji-hegységi területek (főként az északi rész) esetében volt. Itt a haszonanyag üveges jellege miatt a perlitfáciesek elemzései domináltak. Az összehasonlító fáciestani értékeléshez az analitikai hibák elkerülése érdekében csak a nyersanyagkutatás ugyanolyan módszerrel (TOLNAY 1973) készült elemzései kerültek felhasználásra (Telkibánya, Lebujs).

A legújabb geokémiai elemzési módszerek (ICP-OES, MS) a Tokaji-hegység esetében az összehasonlító értékelés céljainak megfelelő típusmintákon a 90-es évektől kerültek alkalmazásra (pl. DOWNES ET AL. 1995) Ez alól kivételt csak néhány obszidián lelőhely anyaga (RÓZSA ET AL. 2006) és az ukrán-magyar határmenti vulkanitok zónája (SEGHEDI ET AL. 2001) jelentett. A korlátozott anyagi lehetőségek miatt az értekezéshez csak 8 db, porított és homogenizált típusmintán, ICP-MS módszerrel (BARTHA ET AL. 1997) elvégzett elemzés készült (*Függelék 1.*). Az adatok kiértékelése és a diagramszerkesztés a *Geochemical Data Toolkit* (JANOUSEK ET AL. 2006, www.gla.ac.uk/gcdkit) szabad felhasználású interpretációs szoftver, valamint *Origin 6.0* és *Ms-Excell* szoftverek felhasználásával történt

		1900 előtt	fő- elem 1945 előtt	fő- elem 1945 után	új ICP- MS	egyéb ICP	Σ	ebből felhasznált	
								obszid- ián, riolit	perlit-
	Mátra	-	2	2	2	0	6	6	-
Tokaji - hegység	<i>Telkibánya- Gönc</i>	-	-	72	-	1	73	14	59
	<i>Csattantyú</i>	-	-	77	-	-	77	26	51
	<i>Pálháza- Nagyhuta</i>	-	-	45	-	-	45	6	39
	<i>Erdőbénye- Erdőhorváti</i>	-	-	17	-	5	22	21	1
	<i>Abaujszántó</i>	2	3	6	1	-	13	6	4
	<i>Szerencs</i>	-	4	1	-	-	5	4	1
	<i>Tokaj-Bodrog- keresztúr</i>	4	1	14	4	2	25	13	8
	Σ	6	10	222	5	8	251	90	163
	Kaszonyi-hegy- Beregszász	-	-	21	1	5	27	26	1
	Σ	6	12	245	8	13	293	122	164

14.1. táblázat A geokémia elemzések összesítő táblázata. Az értekezéshez készült fő nyom és ritkaföld elemsorokat a függelék, az irodalmi forrásokét a CD-melléklet tartalmazza.

14.2 A savanyú vulkáni fáciesek geokémiai jellemzése

A fáciestani geokémiai értékelés esetében a cél annak vizsgálata volt, hogy a dómok és lávaárak esetében ismerttetett hűlési folyamat (5.3 fejezet)

különbségeihez, valamint az üveges szegélyfáciesek posztgenetikus hidratációjához milyen elemeloszlási törvényszerűségek párosulnak. Ehhez megfelelő területi keretet csak a Tokaji-hegység északi riolitterülete jelentett. Itt a kedvező eróziós kitettség miatt az üveges szegélyfáciesek nagyobb arányban maradhattak meg és az ezeket minősítő perlitprognózisok (ILKEYNÉ 1972B, GYARMATI 1981) megfelelő mennyiségű adatot szolgáltatottak (14.2. táblázat).

	Telkibánya-Gönc	Csattantyú	Nagyhuta-Pálháza	Σ
horzsaköves perlitbreccsa	8	2	8	18
horzsaköves perlit	7	8	10	25
vörös-szürke perlibreccsa	2	1	-	3
szürke perlitbreccsa	13	6	3	22
gyöngyköves perlit	13	4	6	23
obszidián jellegű perlit	8	7	6	21
riolitos perlit	4	3	5	12
riolit	13	21	4	38
Σ	68	52	42	162

14.2. táblázat A Tokaji-hegység, északi riolitterület főelem adatsorainak fáciesenkénti megoszlása. A sorrend a lávadómok és lávaárak 6.1. táblázat, 6.2. táblázatok fácies rendszerét követi.

A fáciesek geokémiai alapú szétválasztásához az SiO_2 , az alkáliák, a vas és a víztartalom használhatók fel (SZEPESI & KOZÁK 2008). A közetváltozatok reprezentatív mintavétele rendkívül nehéz az üveges és kristályos változatok, a fenokristály tartalom és posztvulkáni elváltozások hatásai miatt. Azonos fácieshez tartozó minták esetében is jelentős különbségek mutatkoztak (SZEPESI 2007 C).

A felhasznált adatok a Szerencsi Riolittufa Formáció felszínre kerülését kísérő effuzív-extrúziós ciklust képviselik (Pálházai, Kishutai Tagozat). A három területi egységről 162 elemzés állt rendelkezésre (14.2. táblázat, CD melléklet) a nyersanyagkutatói célfeladatoknak megfelelően az üveges fáciesek dominanciájával. A riolitok esetében a hazai nevezéktan hagyományosan szétválasztotta a vörös és szürke erezésű típusokat. A nemzetközi irodalomban ilyen kategóriák nem szerepeltek. Az elemzések között a szürke változat dominált, így ezeket nem választottam szét.

Az egyes elemek eloszlási sajátosságait bokszdíagramok ábrázolják (szélső értékek, alsó és felső kvartilis, medián,

14.3. ábra), ahol a fáciesek sorrendje a korábbi grafikus (6.4. ábra, 6.10. ábra) és táblázatos (6.1. táblázat) modelleknek megfelelően, a test szegélyektől halad a belső övek irányába. Az egyes fáciesek adatsávjainak vastagsága egyenesen arányos az elemzések számával. A legkevesebb elemzés a vörös-fekete perlitbreccsa esetében állt rendelkezésre (3 db, Nagyhuta-Pálháza egy sem), ezt követte a riolitos perlit (12 db), míg a többi fácies esetében a mintaszám az átlag közelében (20 db/fácies) maradt.

A külső zónát (talus) intenzív horzsásodási és breccsásodási folyamatok jellemzik. Az elem és elemarányok szélsőértékeiben itt látható a legnagyobb különbség, de e folyamatok elemoszlásra gyakorolt hatásának pontos jellemzése csak további mikrofáciestani (SEM) vizsgálatokkal kivitelezhető. A közet redoxállapotát bemutató $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ arányok kiugró értékekkel jelentkeztek

mindhárom terület és fácies esetében és itt fordult elő a legtöbb jelentősen eltérő (outliner) adat (

14.3 ábra). A hidratáció mértéke a fácies öv helyzetéből (és genetikai folyamataiból) következő kis térfogatsúly és nagy fajlagos felületértékek miatt itt volt a legerősebb (*Csattantyú: horzsaköves perlitbreccsa: 6,37 %*), amivel a Na_2O és mennyiségének jelentős ($\sim 0,5\text{-}0,8\%$) és az SiO_2 kisebb mértékű ($>0,5\%$) csökkenése járt együtt. Ez markánsan a Telkibánya-Gönc és a Nagyhuta-Pálháza körzet adatain rajzolódik ki (

14.3 ábra).

A *közbenső (tömör üveges) zónában* a nyomásviszonyok függvényében az illóvándorlás (horzsásodás) alárendeltté válik, a hőmérséklet emelkedésével a plasztikus deformációs képesség is nő a breccsásodás fokozatos megszűnésével. A zóna perlitbreccsái esetében a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ arány kisebb, mint a külső zónában, de relatíve még mindig nagyobb a koherens perlitváltozatoknál (gyöngyköves, obszidián). A riolitos perlit esetében a hűlési sebesség lassulásával meginduló devitrifikációs és alapanyag krisztallizációs folyamatok ismét a redoxállapot módosulását, a Fe^{3+} arányának növekedését idézték elő.

A hidratáció mértékének a riolit felé fokozatosan csökkennie kellett volna, de az egyes előfordulások a paleovulkáni környezet (szubareális, szubmarin) és az eróziós kitettség időtartamának függvényében mutattak különbségeket. Ezek figyelembevételével is legkevésbé hidratált fáciesként a riolitos perlit jelentkezett, amellyel együtt járt a Na_2O és az SiO_2 mennyiségének növekedése is.

A *dóm és lávaár belső* változatos (fluidális, malomkő, stb.) riolitzónái esetében a legkisebb H_2O , legnagyobb Na_2O koncentráció jelentkezett. A legkisebb hűlési sebesség mellett tovább egyre kifejezettebbé vált az Fe_2O_3 relatív növekedése.

Az $\text{Na}_2\text{O-H}_2\text{O}$ mélységfüggő eltéréseit a tufasorozatok összehasonlító vizsgálata során is észlelték (Ó. KOVÁCS & KOVÁCS 2002), ahol a Nyírség fedett összletei esetében (500-2000 m) az intenzívebb mállási folyamatok hiányával indokoltak.

A K_2O a sajóbábonyi vízbehullott és agyagosodott portufa összlet vizsgálata során (PÜSPÖKI ET AL 2008) posztgenetikus folyamatok hatására (pl. áthalmazás, bentonitosodás) nagy mobilitást mutatott. A lávatesteken belüli mozgása mégis ellentétes előjellel követte a Na_2O -ot, amely a Telkibánya-Gönc egység esetében a külső zónában érte el abszolút maximumát. A másik két területen az obszidián jellegű perlitnél egy második maximum jelentkezett majd a belső zónák felé (riolitos perlit, riolit) ismét csökkent. Jellegzetes volt még az SiO_2 és Al_2O_3 nagyon szoros együttes, de ellentétes irányú mozgása.

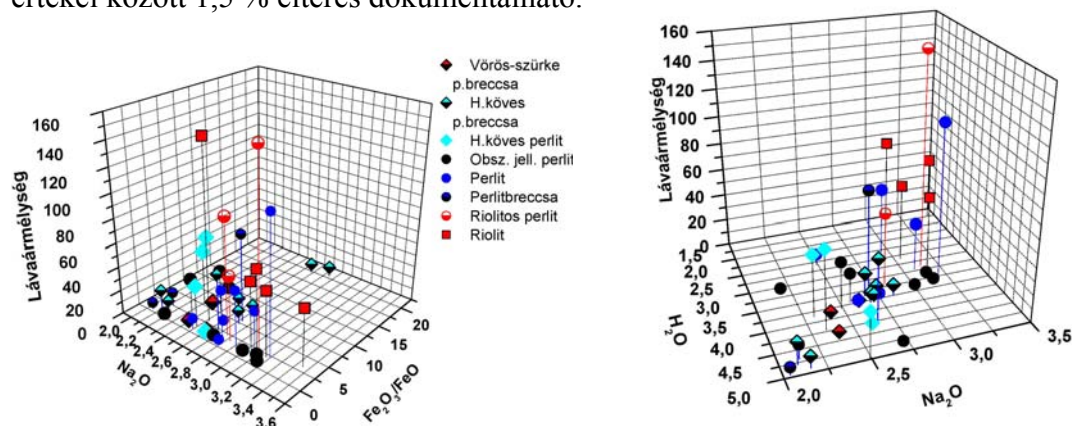
A kirajzolódó tendenciák összhangban állnak az USA nyugati részéről származó obszidián-perlit-riolit minták összehasonlító jellemzésével (ARAMAKI & LIPMAN 1965, NOBLE 1967, LIPMAN ET AL 1969, JEZEK & NOBLE 1978). A mikroszkopos vizsgálatok a hidratáció során intenzív ioncsere ($\text{Na}^+ \rightarrow \text{K}^+$) folyamatokat mutattak ki, melyek hatékonyságát a perlites repedések felülete mentén kialakult gélszerű („gel-like glass” JEZEK & NOBLE 1978) réteg fokozta. A szilícium nátriumhoz hasonló viselkedését Japánban (ARAMAKI & LIPMAN 1965)

talajvízben mért koncentráció növekedése is alátámasztotta. A folyamatokkal együtt járt a hidratáció során oldhatatlan Al_2O_3 relatív dúsulása (14.3 ábra).

A telkibányai Ósva-völgyben a Kőgát környezetében a fáciestani bizonyítékok alapján a korábbi extrúzív test értelmezés helyett a lávaár jelleget sikerült bizonyítani (SZEPESI & KOZÁK 2008). Mivel ezek az elemzések bizonyíthatóan ugyanazon test különböző részeit reprezentálják, nem volt az egyes kitörési fázisok kissé eltérő kemizmusából adódó bizonytalansági tényező. A 3 dimenziós, mélységfüggő fáciestani diagramok a felszíni minták, aknák és fúrások kémiai elemzése alapján készültek. A mélységadatok a mai felszíntől számolva értendők, amelyek kissé eltérnek a tényleges paleovulkáni helyzettől.

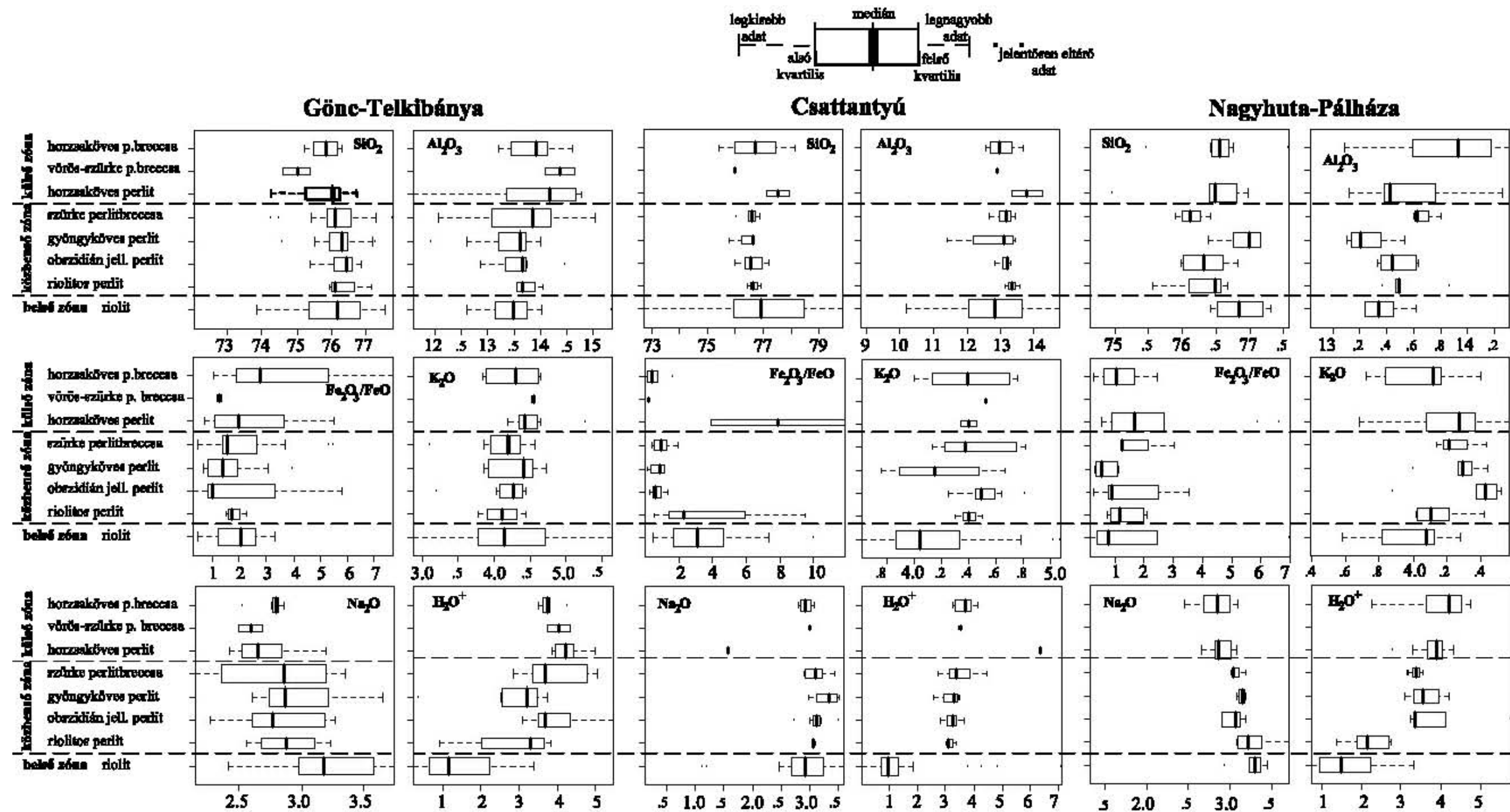
A talus breccsás-horzsás öveiben intenzív oxidációs folyamatok a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ szélsőértékek növekedése itt is kirajzolódik, míg ezek az arányok a tömör üveges fáciesek (obszidián jellegű, gyöngyköves) esetében kisebbek, így az Na_2O alapvonal közelében jelennek meg. A mélység -(és hűlési sebesség)- függő devitrifikáció az Fe^{3+} arányának ismételt növekedését idézte elő, a $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ alapvonal mentén, a diagram belső része felé rendezve az elemzéseket.

A perlitváltozatok általános jellegzetessége a nagy víztartalom (2-5%). A hidratációs folyamatok erősségével a legszorosabb korrelációt az Na_2O csökkenése mutatta (14.2 ábra). Az üveges fáciesek testen belüli elhelyezkedésének megfelelően a legnagyobb víztartalommal a horzsaköves perlit, horzsaköves perlitbreccsa és vörös-szürke perlitbreccsa rendelkezett. Ez összefüggött a horzsásodás fajlagos felületet növelő hatásával és a hűlés-mozgás (dermedve töredezés) eredményeként létrejött kihülési repedésrendszer sűrűségével, mivel mindkét folyamat a talus külső részén érte el intenzitásmaximumát. A térfogatsúly növekedése együtt járt a hidratáció mértékének csökkenésével, a Na_2O tartalom folyamatos emelkedésével, a perlitbreccsa (2,04 %) és a riolitok (3,47 %) szélső értékei között 1,5 % eltérés dokumentálható.



14.1. ábra. A telkibányai Ósva-völgy, Kőgati lávaár mélység függvényében rendezett $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ és Na_2O adatai.

14.2. ábra A telkibányai Ósva-völgy, Kőgati lávaár mélység függvényében rendezett Na_2O és H_2O adatai.



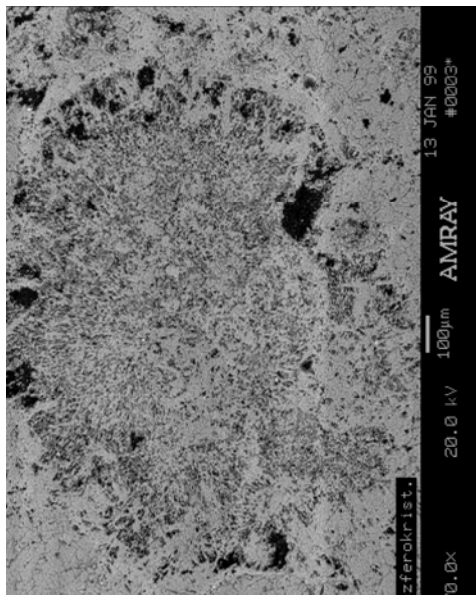
14.3. Savanyú lávafáciesek elemenkénti boks diagramjai a Tokaji-hegység északi riolitterületéről. Az egyes fáciesek adatsávjának vastagsága egyenesen arányos az elemzések számával. Területi csoportosítás SZEPESI 2004A alapján.

14.2.1 Pásztázó elektronmikroszkópia

A röntgenelemzések által jelzett tendenciák értelmezésére SEM vizsgálatok is készültek. A devitrifikációs struktúrák közül a szferokristályok elemösszetételét egy tűkristályokban gazdag, sűrű szövédéket alkotó és egy másik gyengén kristályos minta esetében vizsgáltuk (14.4 ábra, 14.3 táblázat). A szferokristályok mátrixát jórészt krisztobalittá devitrifikálódott anyag alkotja, míg a tűkristály szövédék a földpát összetételnek megfelelően nagyobb K, Na, Ca, Al és kisebb Si tartalmat mutatott.

Hasonló módon vizsgáltuk a riolitos perlit mindkét fázist tartalmazó orientált csiszolatát (14.5. ábra, 14.4 táblázat). A vizsgálati kép élhosszának növelésével, a főelemek relatív mennyisége egyre inkább megközelítette az átlagminták elemzési értékekeit. Az elem koncentrációk különbségeit az olvadékállapotban elkülönült (riolit-üveg), heterogén szöveti részletek magyarázzák. Az igen kisméretű krisztallitok a legkisebb élhossz tartományban (10 µm), kis területeken is jelentősen befolyásolhatták az elemeloszlást (14.5.

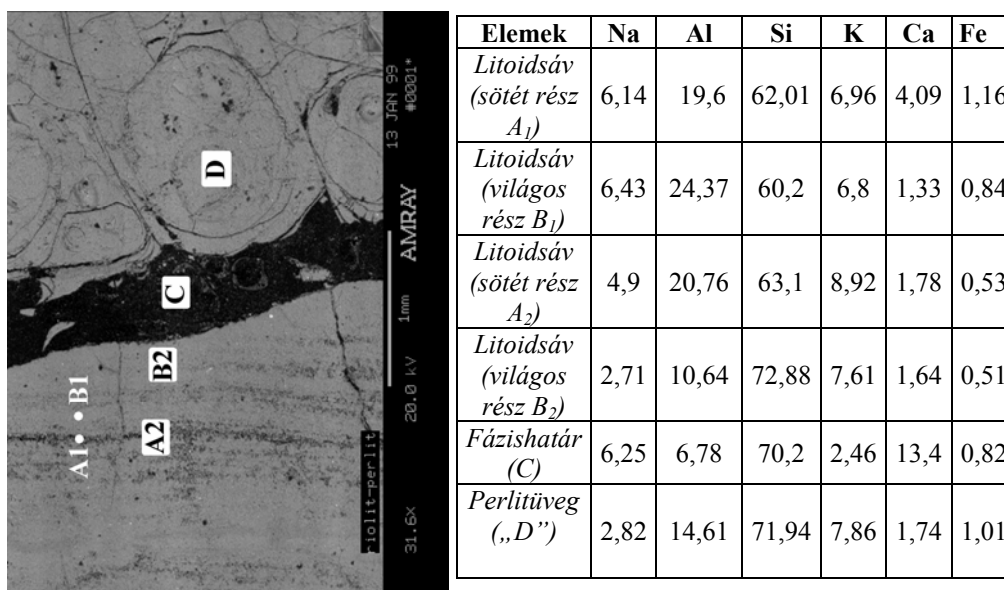
14.4. táblázat). A Na koncentrációban mutatkozó csökkenés az üveg összetétel inhomogenitásának és a földpát szubmikrolitok egyenlőtlen eloszlásának következménye. A Fe tendenciózus változása a hasonlóan igen kisméretű magnetit-hematit szubmikrolitok eloszlási egyenetlenségét tükrözi. A perlitesedő kőzetüveg esetében a Fe tartalom kismértékű emelkedése jelentkezett. Ilkeyné (1972a) hosszúkői fluidális rioliton elvégzett vizsgálatai arra utaltak, hogy a devitrifikált, litoidos sáv vasban, míg az üveges sáv káliumban volt dúsabb.



Elemek	Na	Al	Si	K	Ca	Fe
Fejlett tűkristály	5,22	9,37	66,28	7,03	2,08	0,91
Tűkristályok közötti alapanyag	1,79	3,63	92,1	0,99	0,91	0,49

14.4. ábra. Szferokristály pásztázó elektronmikroszkópos felvétele

14.3. táblázat A szferokristály pásztázó elektronmikroszkópban 1 µm vizsgálati élhosszal mért főelem összetétel értékek



14.5. ábra A riolitos perlit, riolit-perlit átmenti övének pásztázó elektronmikroszkópi felvétele a vizsgálati négyzetek helyének bejelölésével

14.4. táblázat Pásztázó elektronmikroszkopos felkvantitatív elemösszetétel vizsgálatainak eredménye. A vizsgálati négyzet élhossza az A₁-B₁ elemzésnél > 10 μm, A₂, B₂, C, D esetében > 10 μm.

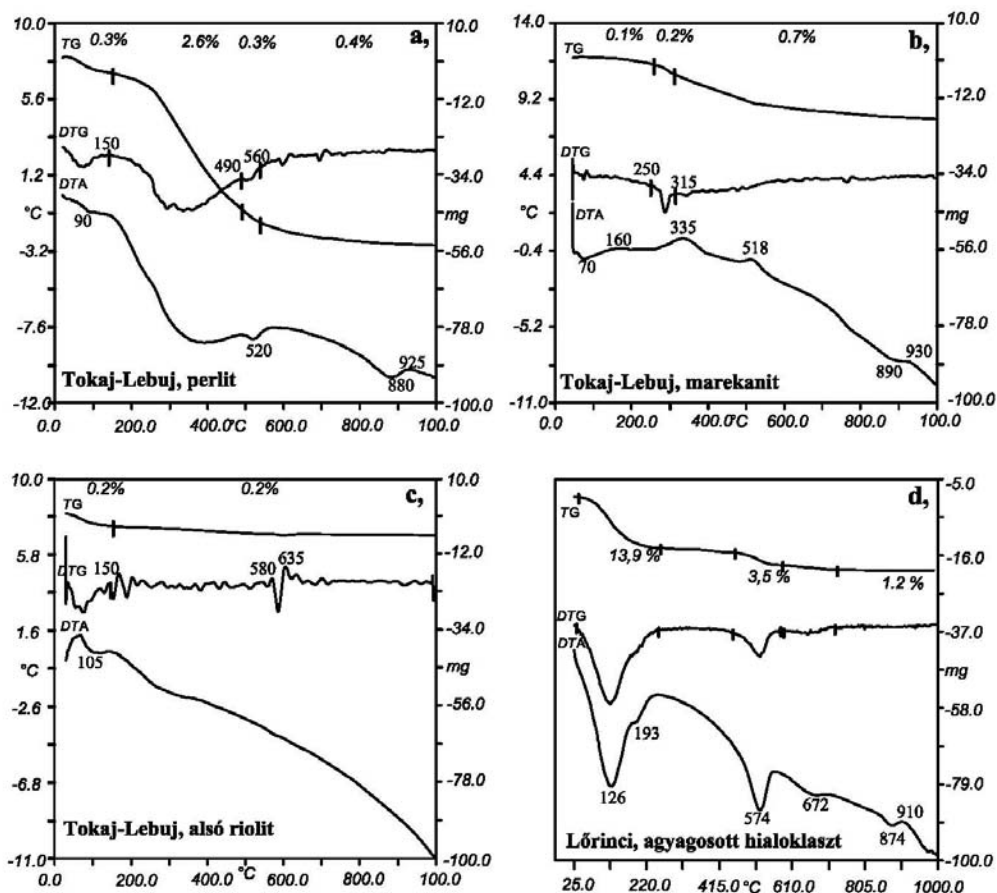
14.3 Derivatográfia

A fáciesek derivatográfias vizsgálatát a Tokaj-Lebuj riolit-perlit anyagán (SZEPESI ET AL 1999) és Lőrinci agyagosodott hialoklaszt mintáján (SZEPESI ET AL 2006a) végeztük. A szilikátüveg vízkötési típusainak elkülönítéséhez szükséges módszert SZÖÖR (1969) dolgozta ki, ezek leíró jellemzése és a csoportok összehasonlító értékelése megtalálható ILKEYNÉ 1972A, ILKEYNÉ & SZÖÖR 1973 munkáiban, valamint a perlitkutatási zárójelentésekben (ILKEYNÉ 1972B, GYARMATI 1981). Az agyagásványok termikus reakcióinak legfontosabb paramétereit FÖLDVÁRI (2008) közölte.

A savanyú lávafáciesek víztartalmuk mennyiségében és a derivatogramok segítségével vizsgált szakaszos vízleadásaik módjában is élesen különböznek egymástól. A Tokaj-Lebuj esetében minden egyes üveges fáciest külön vizsgáltunk. A 12.6 ábrán a perlitok hasonló lefutási vonalai miatt a marekanit és a gyöngyköves mátrixának derivatogramjai szerepelnek.

ILKEYNÉ (1972a) a perlitok és riolitok esetében a következő vízleadási típusokat különítette el:

- kis hőmérsékletű adszorbtív leadás (110-120°C)
- α krisztobalit β krisztobalit polimorf átalakulása (240-257 °C)
- a szürke perlitok erősebben kötött szerkezeti vize (300-400 °C)
- α kvarc β kvarc polimorf átalakulása (550-570 °C)



14.6. ábra A vizsgált fáciesek termoanalitikai elemzési görbéi a, Tokaj-Lebuj, perlit, b, Tokaj-Lebuj, marekanit, c, Tokaj-Lebuj, riolit, d, Lőrinci agyagosodott hialoklaszt (kontakt)

A perlitváltozatok adatai nagyon hasonlóak voltak. Az adszorpciós víz mennyisége igen kevésnek bizonyult (0,1-0,3%). A legnagyobb arányú súlyvesztés a szerkezeti erősebben kötött víz (2,3-3,2%) eltávozásához kapcsolódva 370-380 °C körül jelentkezett.

Az obszidián marekanit csekély víztartalma fokozatosan távozott el, kisebb maximum (0,2%) csak 280°C -nál jelentkezett. Összehasonlítva a telkibányai Kőgáti test esetében ez csak magasabb hőmérsékleten következett be (400 °C ILKEYNÉ 1972A),

A fluidális riolit a perlitekhez képest jóval kevesebb vizet tartalmazott 0,3-0,5%. A kis hőmérsékletű adszorpciós víz (<105 °C) mennyisége az összes víztartalomban lényeges szerepet játszott és megegyezett a nagyobb hőmérsékleten eltávozó (590°C), az α és β kvarc polimorf átalakulásához kapcsolódó szilikátszerkezetbe bezárt víz mennyiségével (0,2%).

A lőrinci riolitest alsó kontaktövéből a hialoklasztizálódott és agyagásványos lebontást szenvedett mátrixot is vizsgáltuk. Jelentős mennyiségű adszorpciós víz mellett (14 %) a hidrotermás elbontás során kialakult szmektit és agyagcsillám szerkezetek felbomlása 570°C-nál egy nagyobb (3,47 %), és 670 °C-nál egy kisebb endoterm csúccsal jelentkezett, amely jó egyezést mutat a szakirodalomban publikált agyagásvány dehidroxilációs adatokkal-(14.5. táblázat, FÖLDVÁRI 2008)

Csoport	Ásványnév	dehidroxiláció hőmérséklete (°C)	fázisátalakulás hőmérséklete (°C)
kaolinit- serpentinit	<i>kaolinit</i>	530-590	990-1000
szmektit	<i>montmorillonit</i>	700	<900
agyagsillám	<i>illit</i>	550	>900

14.5. táblázat Rétegszilikátok termoanalitikai adatai (FÖLDVÁRI 2008)

14.4 A vizsgált előfordulások területi összehasonlító jellemzése

14.4.1 Főelemek

A vizsgált fáciesek geokémiai jellemzéséhez az IUGS által a magmás kőzetek esetében alkalmazott TAS (*Total Alkali Silica*), valamint más szélesebb elemspektrumot használó (R₁-R₂ SZEPESI 2007c) és a savanyú kőzetek geokémiai csoportosításához bevezetett diagramok kerültek felhasználásra.

- TAS (LE BAS ET AL. 1986), SiO₂-K₂O (PECCERILLO & TAYLOR 1976)
- R₁-R₂ diagram (DE LA ROCHE ET AL. 1980)
- Módosított mészkalkáli index (*modified alkali-lime index*, MALI, FROST ET AL. 2001)

SiO₂ – Na₂O+K₂O (TAS) diagram

Az elemzések diagramszerkesztési alapelveknek megfelelő szelekciója 286 elemzésből csak 101 adatszort megjelenítését tette lehetővé, ami főként a perlitváltozatok elhagyását jelentette. A főelemek további területi összehasonlító diagramjainak szerkesztésénél már csak ezt az adatsort használtam.

A vizsgált területek saját és irodalmi elemzései 1 minta kivételével a riolit mező szubalkáli (MIYASHIRO 1978) tartományba tartoztak (14.5 ábra). Az alkália és SiO₂ tartalomban kirajzolódó regionális összefüggések közül a Tokaji-hegység Északi riolitterület (zöld) nagyobb SiO₂ és kisebb alkália, Beregszász-Kaszony esetében (lila) a kis SiO₂ csekélyebb alkália tartalommal párosult. Az átlaghoz közel Tokaji-hg, Erdőbénye-Erdőhorváti (középső riolitterület) helyezkedett el. A legnagyobb alkália tartalom Lőrinci (cián) esetében kis, a Tokaji-hg déli riolitterületénél (piros) nagy SiO₂ tartalommal párosult.

SiO₂-K₂O diagram

A K₂O tartalom alapján két szériát választ szét a diagram (14.9. ábra). A mészkalkáli csoportba csak a Kaszony-Beregszász régió került. A többi előfordulás a nagy kálium tartalmú mészkalkáli szériát képviselte a TAS diagramnál látott trendekkel. Fontos kiemelni a Tokaji-hg D-i részének abszolút értelemben is legnagyobb kálium tartalmát.

Módosított mészkalkáli index, SiO₂ – Na₂O+K₂O-CaO (MALI)

A Harker variációs diagramokon alapuló, PEACOCK (1931) féle eredeti számításhoz képest az új ábrázolás előnye, hogy nem kell egy terület teljes sorozatát vizsgálni, hanem a trendvonalak illesztésével (FROST ET AL. 2001) egy-

egy minta hovatartozása is eldönthető. Az előző két diagram típussal szemben informatívabb ábrázolás a területi jellegek meghatározása mellett a krisztallizációról is több információt hordoz (14.8. ábra).

Jól kirajzolódott az SiO_2 tartalommal fennálló pozitív korreláció. A kisebb SiO_2 (72-75%) tartalmú előfordulások közül alkália tartalmát tekintve mindkettő szélsőértéket képviselt. A Kaszonyi-hegy anyaga és a hozzá közeli, Beregszászi minták egy része a meszes szériába, a lőrinci Mulató-hegy pedig az alkáli-mész/mészalkáli határ közelébe került. Lőrinci első geokémiai adatsorai (MAURITZ 1909) alkáli-mész kategóriát jeleztek, míg az új elemzéseink a Na és a K kisebb koncentráció értékeit mutattak. Az adatok korából felmerülő problémák más munkák esetében is jelentkeztek, a dunabogdányi Csódi hegy esetében az SiO_2 és az Al_2O_3 értékeinél jelentkezett jelentős eltérés (HARANGI (1999)).

A Tokaji-hegység Északi-riolitterületi adatainak egyrésze a meszes szériában vagy a mészhalkáli határ közelében található (*plagioklász riolitok*). A Szerencsi-dombság elemzési értékei már az alkáli-mész mezőben foglalták el helyüket. A vizsgált előfordulások közül *Abaujszántó* az alkáli-mész határ közelében a Lebuj pedig azon átkerülve (*Lebuj*) a szanidin fenokristályok arányának és az alapanyag K tartalmának intenzív növekedését jelezte.

R₁-R₂ diagram

A többváltozós grafikon típus (14.10. ábra) tovább finomítja a főelemeken alapuló csoportosítási lehetőségeket, riodácit, riolit, alkáli riolit kategóriákat különítve el (a riodácit az IUGS klasszifikáció alapján nem használható). A korábban szélsőértéket képviselő előfordulások itt is külön csoportokként jelentkeztek. A Kaszony-Beregszász régió számított adatai a riodácit mezőbe kerültek. A Tokaji-hg D-i részének előfordulásai a riolit/alkáli riolit határ közelébe rendeződtek, de néhány minta nagy K tartalma miatt az alkáli riolit mezőbe esett (*Szerencsi dombvidék*).

Az É-i riolitterület inkább plagioklász dominanciájú, kis Fe és Ti tartalmú előfordulásai, a riolit mező jobb oldalára tolódtak, e két elem növekedése a mintákat a vízszintes tengely bal oldalára rendezte (*Lőrinci, Abaujszántó*).

Harker diagramok

A regionális geokémia adatbázis további jellemzésénél az általános geokémiai fejlődési tendenciák a főelemek SiO_2 tartalom függvényében ábrázolt Harker variációs (14.11. ábra), a területi jellegzetességek bokszdiagramokon (14.16. ábra) rajzolódtak ki legjobban.

Az elemkoncentrációk eltérései a forrásolvadék sajátosságaiban, a frakcionációs – asszimilációs folyamatok különbségeiben keresendők. Adott ásvány elemkoncentrációkra gyakorolt hatásának felismeréséhez, a kompatibilitás – inkompatibilitás arányainak bemutatásával, az ásvány/olvadék partíciós koefficiens (ROLLINSON 1993) adatok nyújtottak segítséget.

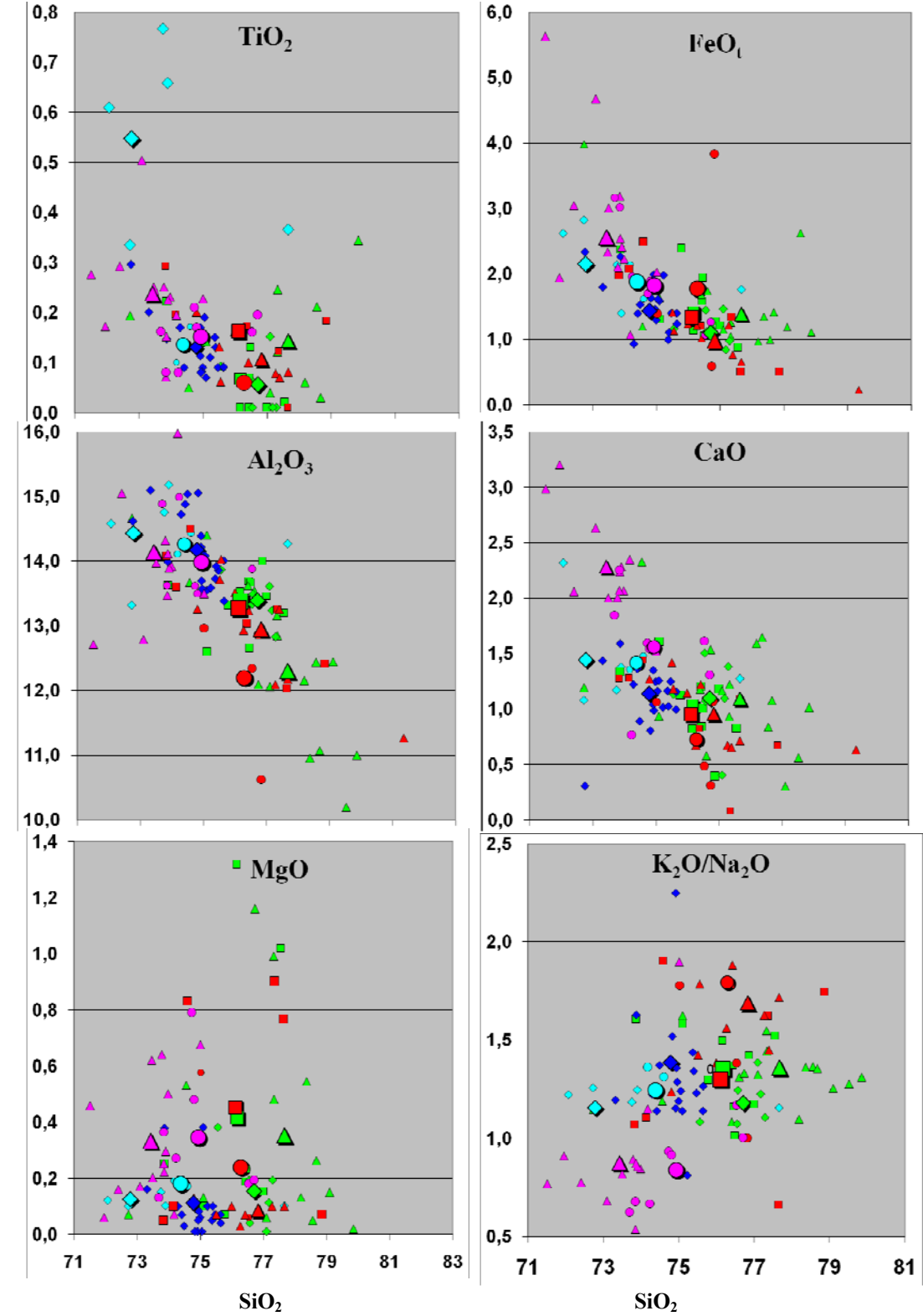
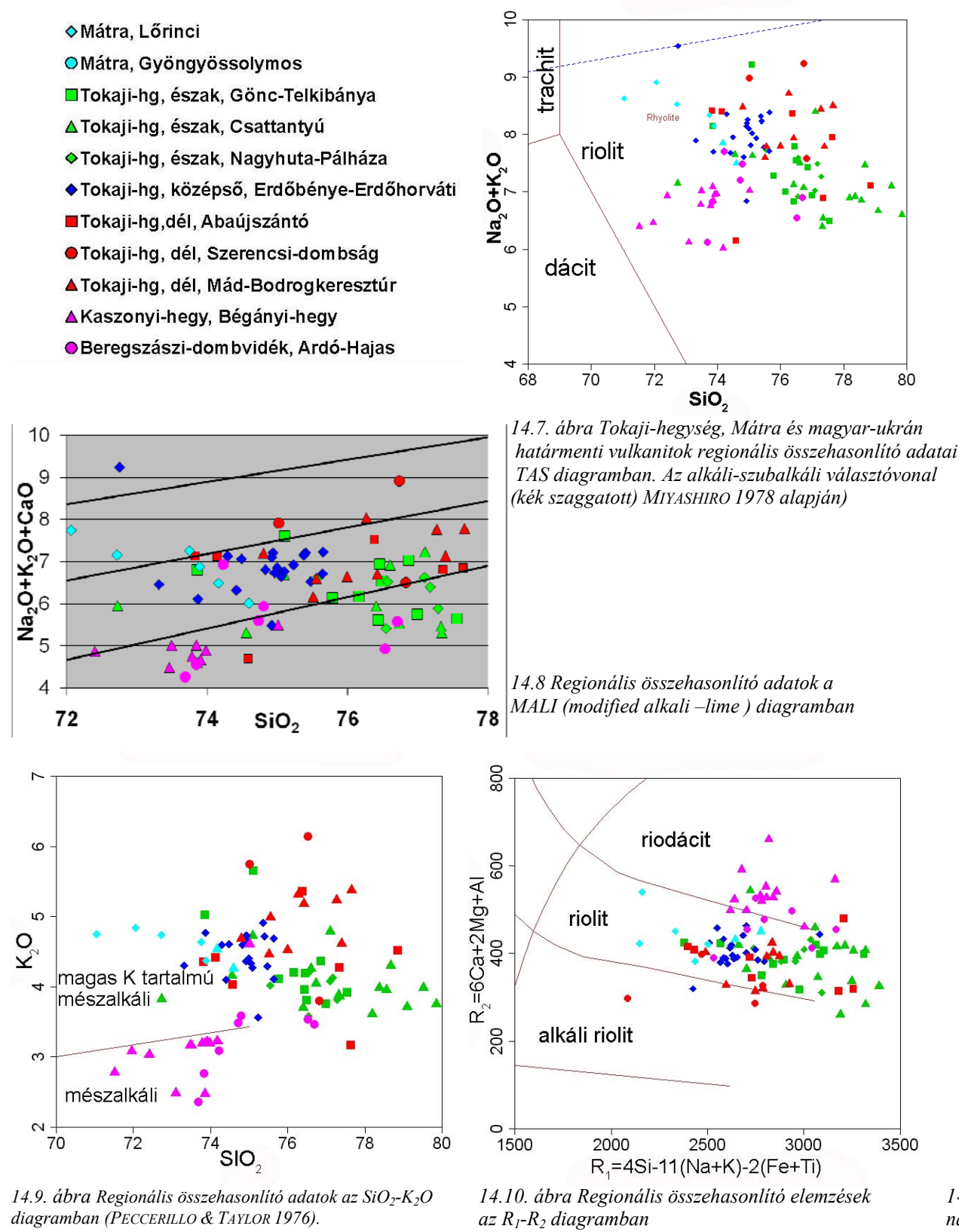
A differenciációs trendeknek megfelelően a SiO_2 tartalom növekedésével Na_2O , Al_2O_3 , CaO , FeO_t , és a TiO_2 kifejezetten negatív, míg a K_2O pozitív korrelációt mutatott (14.9. ábra). A CaO és Al_2O_3 csökkenése a plagioklász frakcionáció következménye. A magnetit és piroxén frakcionáció az olvadék FeO_t

és MgO tartalmának csökkenésével járt együtt (DOWNES ET AL 1995, SZEPESI 2007c). A kálium inkompatibilis elemként a maradék olvadékban dúsult és még szanidin krisztallizáció esetén nagy koncentrációban maradt (*Lebuj, Szerencsi-sziget*). Növekedéséhez K-gazdag közetanyaggal történt kontamináció, asszimiláció is hozzájárult. Jelentős arányát az üveg devitrifikációs-krisztallizációs termékeinek megjelenése is jelzi (szferolit).

A színes közetalkotók kompatibilis elemei közül a FeO_t és TiO_2 hasonló viselkedett nagyobb, koncentrációban a magnetitben (Lőrinci) és piroxénben gazdagabb előfordulásoknál jelentkezett (Abaújszántó, Kaszonyi-hegy). Jelentős volt a Lőrinci vitrofir és a riolit 1,5%-os eltérése. Mivel ilyen üveg-riolit különbség más nyom és ritka föld elemeknél is jelentkezett az okok feltárása további elemzéseket igényel majd. Legkisebb értékek az obszidiánokban és a fiatal Tokaj környéki riolitdómoknál kerültek kimutatásra, amely az olvadékösszetétel időbeli változását is jelzi.

A MgO esetében a lineáris csökkenés nem volt ennyire kifejezett, ahol egyértelműen a piroxén jelenléte a döntő (kivéve Abaújszántó), ennek hiányában a Lőrinci előfordulás értékei is a Tokaji-hegységi minták vonalába, az alapvonal közelébe rendeződtek.

A CaO , Na_2O és Al_2O_3 tartalom a földpát frakcionáció növekedésével intenzíven csökkent a közetekben. A plagioklászban gazdag hialopilites és vitrofíros minták esetében mindhárom elem nagy koncentrációban volt jelen. A CaO értékei az ukrán határ menti minták esetében meghaladták a 2%-t, a másik szélsőértéket a tokaji hialinos minták jelentették (0,7%). A kis fenokristály tartalom mellett az *Erdőbényebénye-Tolcsva* környéki obszidiánok Al_2O_3 -ban, az *Abaújszántó-mádi* minták Na_2O -ban voltak gazdagabbak. A tokaji perlitek kis Na_2O koncentrációi az intenzív hidratációnak köszönhetők. Az egyes területek adatai legjobban a $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagramon rendeződtek csoportokba, ahol két trend különül el. Növekvő SiO_2 tartalom mellett közel azonos arány, amely frakcionált krisztallizációs trendre utalhat. Ilyen látható a Tokaji-hegység Erdőbénye-Sima obszidiánjainál. A másik eloszlás esetében a kissé növekvő vagy szinte változatlan SiO_2 tartalom mellett jelentős aránymódosulások tapasztalhatók, amely a felső-kéregben kontamináció eredményeként bekövetkező eltolódást jelezhet.



14.4.2 Nyomelemek

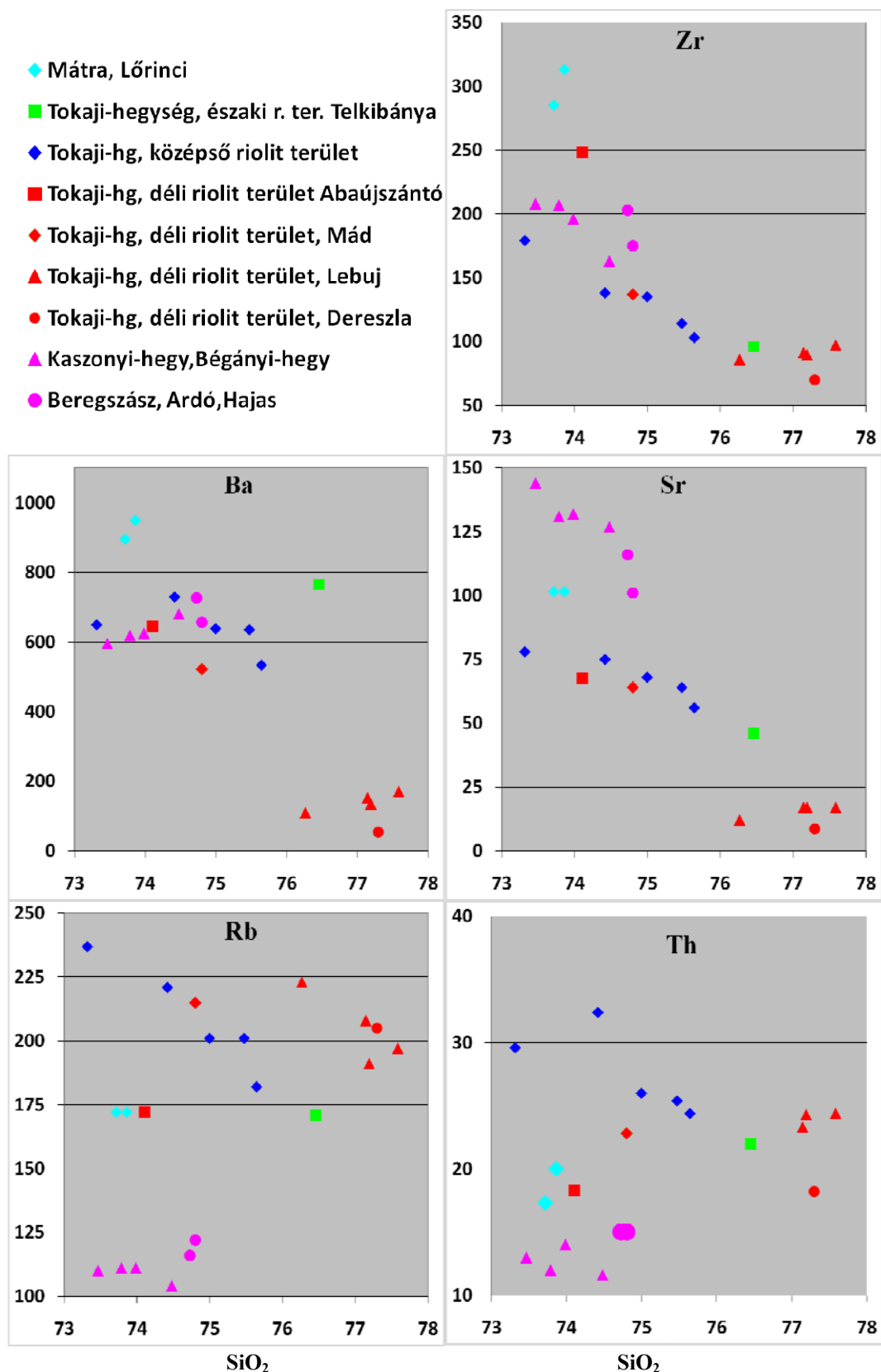
A nyomelemek vizsgálatánál fő szempontként a főelem eloszláshoz kapcsolódó különbségek feltárása szerepelt, amelyhez kétváltozós pont- és primitív köpenyre és kéregátlagra normált többelemes diagramokat használtam fel. Több nyomelem nagyobb szórást mutatott, viselkedésüket a magma összetétel és hőmérsékletfüggő oldékonyság is befolyásolja. Egyes elemek az olvadék alkalinitásának függvényében, a növekvő oldékonyság eredményezte inkompatibilitás függvényében dúsulhatnak (MCDONALD ET AL. 1992).

A nagy ionsugarú litofil elemek (LIL: Rb, Ba, Cs, Sr) közül a Ba és a Sr földpát kompatibilis nyomelemként a K-hoz és Ca-hoz hasonlóan viselkedtek (14.12. ábra). A Ba az esetek többségében relatíve nagy koncentrációban maradt jelen, míg Sr a földpát krisztallizációval kiürült. A Lőrinci két fácies nagy Ba koncentrációját az alkáli nyomelem tartalmú alapanyag és a szanidin mikrofenokristályok jelenléte okozza. A Kaszonyi-hegy esetében a plagioklász nagyobb modális arányok okozta koncentráció maximuma, az obszidiánok irányában erőteljes csökkenést mutatott. A minták szélsőértékeként a Lebuj-Dereszla csoport esetében az intenzív plagioklász és szanidin frakcionációnak köszönhetően a Sr és Ba is jelentősen kiürült, önálló mezőbe rendezve azokat. A Rb erős inkompatibilitása és maradékolvadékban dúsulása a barabási minták irányából a Tokaji-hegységi obszidiánok (Erdőbénye-Erdőhorváti) és a perlitek irányában észlelt növekedésben jelentkezett.

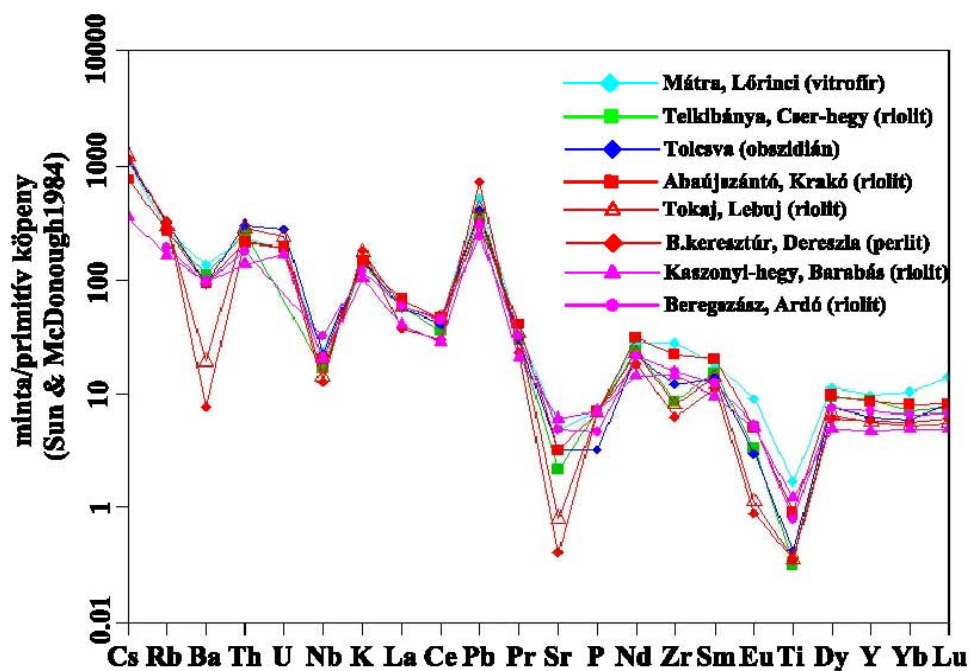
A nagy térerejű nyomelemek (HFS: Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, Th, U) közül a Zr változása jó összhangot mutatott az FeO_t és a Hf értékeivel. Legmagasabb értékek a Lőrinci és abaújszántói előfordulásoknál jelentkeztek. A Th eloszlásában mindig az üveges (perlit, obszidián) minták mutattak nagyobb értékeket, amely még feltáráson belül is jelentkezett (Lőrinci). A területi maximumot a Tokaji-hegység középső riolit területének obszidián mintái adták.

A hazai savanyú vulkanitok nyomelem eloszlását végül többelemes nyomelem diagramok (14.13. ábra, 14.14. ábra) szemléltetik. A normaszámításhoz PÓKA ET AL 1988 és HARANGI & LENKEY 2007 alapján primitív köpeny- (SUN & MCDONOUGH 1989) és a vizsgált kőzetcsoporthoz jellegéből adódóan kéregátlag adatokat (WEAVER & TARNEY 1984) használtam föl. Egyes LIL (Cs, Rb, kivéve Sr, Ba) és HFS elemek (Th, U) a növekvő inkompatibilitással jelentősen dúsultak, melynek mértéke a köpenyadatokhoz képest 100-1000-szeres, de a kéregátlaghoz viszonyítva is magasabb (4-6-szoros) volt.

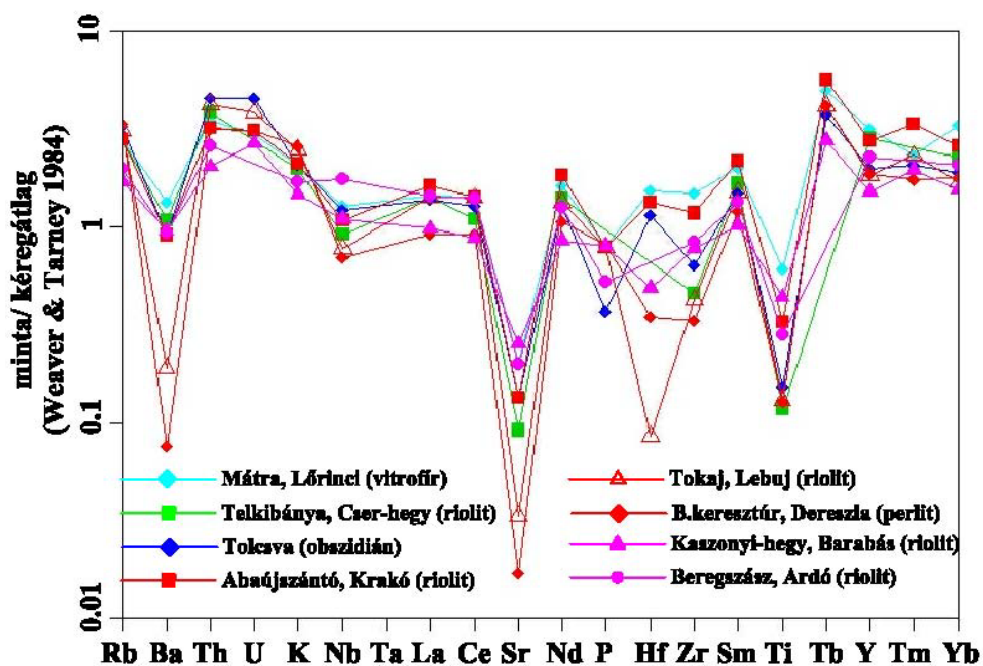
A mintázat további jellegzetességeként több elem koncentrációváltozása mögött valamely ásvány frakcionálódása áll. Partíciós koefficiens adatok alapján (ROLLINSON 1993) a Nb csökkenését a magmakamra fejlődésével amfibol, biotit és cirkon a Ti-t pedig amfibol és magnetit kristályosodása magyarázza. A két elem közül a Ti csökkenése volt jelentősebb, minimumát a Lebuj-Dereszla és a Cser-hegy estében érte el. Kéregátlag fölötti Nb tartalom csak a Kaszonyi-hegy esetében jelentkezett. A Hf-Zr arányok eltérései jól szétválasztják az egyes előfordulásokat, csökkenésük a viszkozitás és hőmérsékletfüggő kisebb oldékonyságuknak köszönhető.



14.12. ábra Magyarországi és ukrán határ menti savanyú vulkanitok Harker variációs nyomelem diagramjai



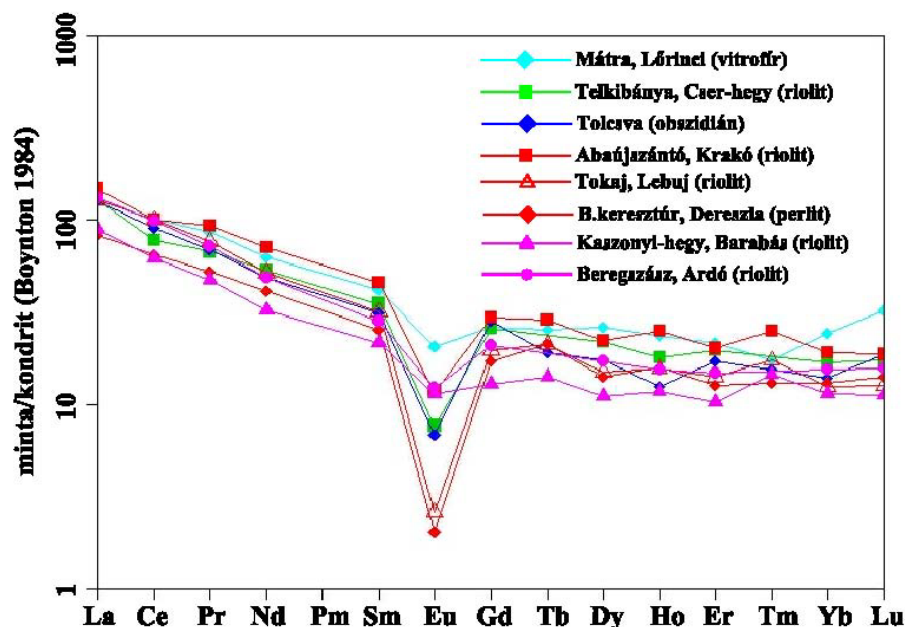
14.13. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok primitív köpenyre normált (SUN & MCDONOUGH 1989) nyomelem diagramja. Az elemek a növekvő inkompatibilitás függvényében követik egymást.



14.14. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok kéregátlagra normált (WEAVER & TARNEY 1984) nyomelem diagramja. Az elemek a növekvő inkompatibilitás függvényében követik egymást.

14.4.3 Ritkaföldek

A ritkaföldek (REE) többelemes (spider) diagramhoz (14.14. ábra) történt normaszámítása kondrit adatok felhasználásával történt. Az elemzés a differenciációval egyre kifejezettebbé vált. Az intenzív plagioklász frakcionációval és savanyodással kísért folyamatot egyre erősebb negatív Eu anomáliák (Eu/Eu^*) jelzik (14.6 táblázat). A ritkaföld mintázat a könnyű ritkaföldek nehéz ritkaföldekhez viszonyított dúsulását mutatta ($Ce_N/Yb_N=4,54-7,04$). Az Eu/Eu^* értékek alapján a plagioklász frakcionáció minden mintában megtörtént, amely legkifejezettebb a lebuji obszidián esetében volt (0,11). A folyamat megszakadását a Kaszonyi-hegy 0,71 arányértéke jelzi, amelyhez az összes REE tartalom minimuma (123 ppm) társult. Ez utóbbi mutató esetében több terület (Lőrinci, Tokaji-hegység, déli, középső riolit terület) egymáshoz közeli átlagot adott (~180 ppm). Abszolút maximumként az Abaújszántó-Krakó jelölhető ki (218 ppm).



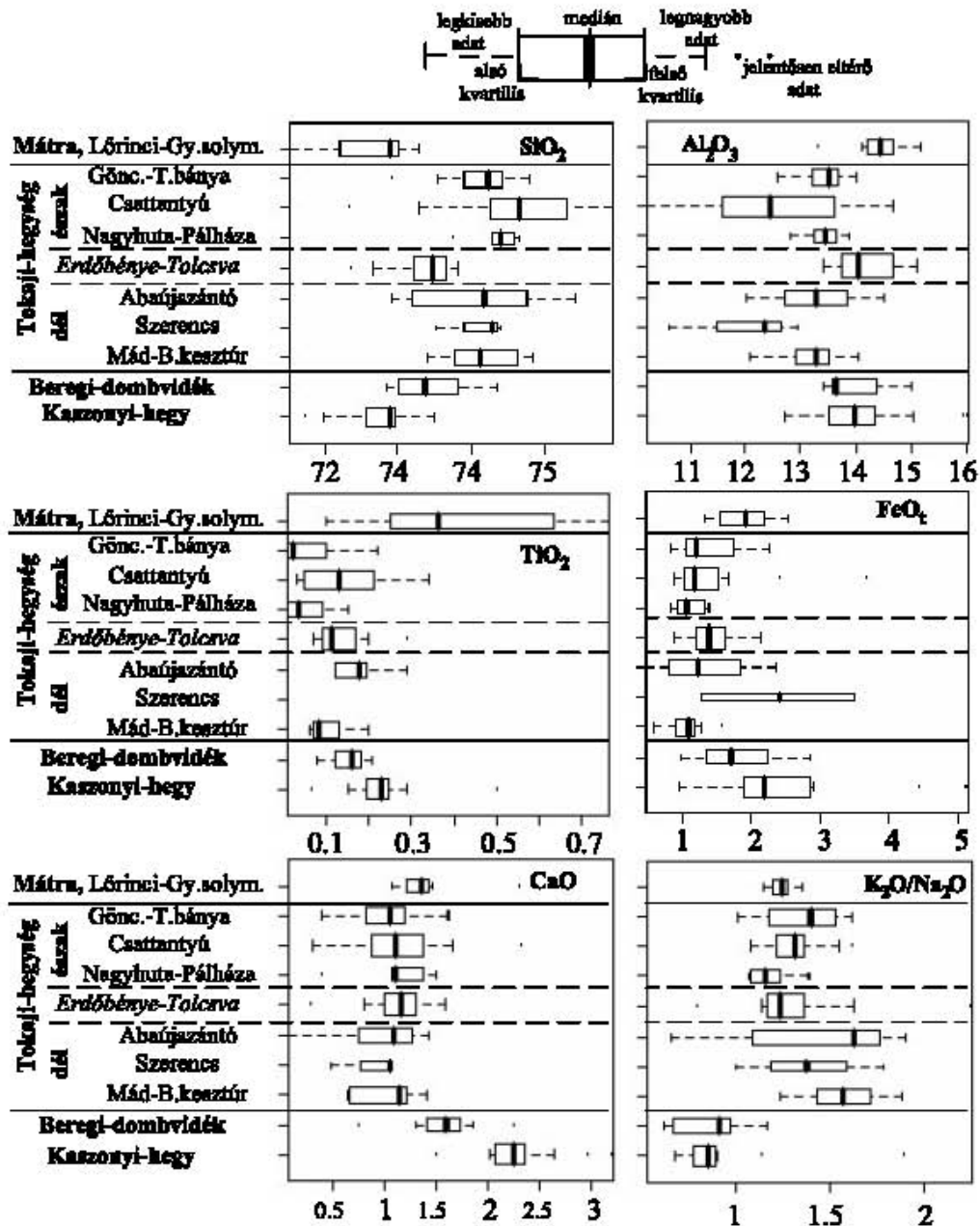
14.15. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok kondritra (BOYNTON 1984) normált ritkaföld adatai.

Terület	Ce_N/Yb_N	Eu/Eu^*	ΣREE_{ppm}
Tokaji-hg, Északi r.ter.	5,21	0,16	145
Tokaji-hg, Középső r.ter.	5,75	0,30	183,7
Mád-Abaújszántó	5,85	0,32	192
Tokaj, Lebuji-Derezsza	7,04	0,10	180
Mátra (Lőrinci)	4,54	0,61	185,86
Kaszonyi-hegy	5,67	0,71	123,62
Beregszászi dombvidék	6,75	0,56	174,95

14.6. táblázat Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok koncentráció viszonyait leíró Ce_N/Yb_N , Eu/Eu^* és ΣREE_{ppm} területi átlagértékei.

14.4.4 A savanyú vulkanitok területi csoportjainak geokémiai jellemzői

A fő- nyom- és ritkaföld elementsorok jellemzése után kirajzolódottak a szülőolvadék és a frakcionálódott ásványi fázisok függvényében az előfordulásra specifikusan jellemző (14.7. táblázat) elemek. A főelem eloszlás területi különbségeit (14.14. ábra) boksziagramok teszik szemléletesebbé.



14.16. ábra A magyarországi és ukrán határmenti savanyú vulkanitok területileg csoportosított boksziagramjai. Az egyes körzetek diagrammagassága egyenesen arányos az elemzések számával, adathiány esetén az adott sor üres.). Általános jellemző, hogy az adatok korából adódó eltérések és a csökkent mintaszám a szélsőértékek növekedéséhez járultak hozzá.

Barabás: Kaszonyi-hegy

Az feltárások közül az egyetlen, amely a MALI diagramon a meszes szériát, R_1 - R_2 esetében a riodácit kategóriát képviselte. A plagioklászok nagyobb modális arányára utaló vitrofiros szövétével és a piroxén 1%-nyi jelenlétével összhangban állnak a nagy Al_2O_3 , FeO_t , CaO és a kis K_2O/Na_2O értékek. A nyom és ritka föld mintázat alapján a kis SiO_2 tartalomhoz mérsékelt ritkaföld dúsulás társult (14.6 táblázat) és földpát frakcionáció mértéke ($EuEu^*=0,71$) is a legkisebb. A könnyű és ritkaföldek dúsulási arányaiban is közepes értékek jelentkeztek ($Ce_N/Yb_N=5,67$) így az előfordulás szülőolvadéka a többi területtől (Mátra, Tokaji-hg) eltérő, primitívebb összetételű volt. Karakterén a felső kéregbeli kontaminációs-asszimilációs folyamatok korlátozott mértékben tudtak változtatni.

Lőrinci Mulató-hegy

Andezites környezete ellenére a Tokaji-hegységi előfordulások olvadékfejlődésével mutat rokonságot. Főelem összetételében a hialopilites szövétével összhangban nagy Al_2O_3 , közepes CaO , K_2O/Na_2O értékek jelentkeztek. Az alapanyag nagy K tartalma az alkáli-mész határ közelébe sorolta. A kis SiO_2 és a relatív nagy FeO_t TiO_2 koncentrációhoz egyedi ritkaföld és nyomelemmintázat társult. A kisebb viszkózitás nagyobb oldékonyságot biztosított a nyomelemek számára (Zr, Y). A plagioklász és szanidin jelentős aránya miatt magas volt a földpátkompatibilis nyomelemek (Ba, Sr) és az Eu mennyisége. A könnyű és nehéz ritkaföldek mennyiségi arány eltérései itt a legkisebbek ($Ce_N/Yb_N=4,54$).

Tokaji-hg,

A nagyméretű savanyú központok esetében a Lőrincinél látott jellemzők érettebbé fejlődtek. A főelemek közül nőtt az SiO_2 (> 74%), jelentősen csökkent a TiO_2 és az FeO_t aránya, az Al_2O_3 és a K_2O/Na_2O értékek a hegységen belüli nagyobb változatossága volt megfigyelhető. Az egyes előfordulások esetében felszínre került olvadékmennyiség csökkenése (lavadómok) szélsőségesebb elemeloszlást eredményezett (*Abaújszántó, Lebujs, Dereszla*). Az intenzív földpát frakcionáció miatt jól fejlett Eu anomáliák jellemzőek, és a ritkaföldek is nagy koncentrációban dúsultak. A Zr és Hf kis értékei alapján, a cirkon frakcionációja már a tufaszórások előtt megtörtént (kivéve Abaújszántó), így a maradékolvadék ezekben az elemekben jelentősen elszegényedett.

Északi riolitterület

A legnagyobb kiterjedésű savanyú központ esetében fáciestani alapon 3 alkörzetet különítettem el, amelyek geokémiai jellegük alapján is mutattak eltéréseket. Szembetűnő volt a piroklasztitok túlsúlyával jellemezhető Csattantyú körzet kiemelkedő SiO_2 átlaga, amelyhez a hegység legkisebb Al_2O_3 értékei tartoztak. A másik két alkörzet Gönc-Telkibánya, és a Nagyhuta-Pálháza jellegében hasonló volt (kis TiO_2 , CaO), előbbi a 3 körzet közül a legnagyobb K_2O/Na_2O értéket mutatta. Csekély számú nyom és ritkaföld elemzés alapján (2 db, *Telkibánya, Vinicki, függelék 1.*) a ritkaföldek változó mértékű dúsulása (174, 116 ppm) mellett itt is jelentős volt a földpát frakcionáció ($Eu/Eu^*=0,16$).

Középső riolitterület

A legkisebb savanyú vulkáni központ geokémiai jellegét tekintve több szempontból is önálló típusként különíthető el. A legkisebb SiO_2 tartalomhoz a legnagyobb Al_2O_3 társult. Az obszidián mintáknál néhány inkompatibilis nyomelem (Th, Rb) dúsulása átlag fölötti értékeket mutatott. A könnyű és nehéz ritkaföldek egyenletes koncentrációi mellett ($\text{Ce}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=5,75$) nagy ΣREE tartalom jellemző (~187 ppm). Az Eu anomália változó mértékben fejlődött ki ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,25-0,39$).

Déli riolitterület

Az Északi riolitterület adataitól jelentősen eltérő főelem értékek az alapanyag összetételével és a szanidin modális arányaival összhangban a $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ arányokban jelentkeztek. A központ esetében elkülönített három alkörzet esetében zavaró volt a *szerencsi* alacsony adatsűrűsége és azok korából (HOFFER 1937) adódó bizonytalansági tényező.

A *Lebuj* és a *Dereszla* esetében intenzív földpát (szanidin is) frakcionáció a nyom (kevés Sr, Ba,) és ritkaföld ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,09-0,11$) értékekben is markánsan jelentkezett. A könnyű ritkaföldek erőteljes, a nehéz ritkaföldek kisebb mértékű dúsulása ($\text{Ce}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}=6,6-8,3$) érzékelhető. A legerőteljesebb Eu anomália összhangban állt az 5% alatti fenokristály tartalommal.

Az *abaujszántói* mintában a vizsgált tokaji riolitok közül egyedül jelentkezett nagyobb mennyiségben piroxén, amely a nagyobb FeOt értékekben nyilvánult meg, de több volt a CaO mennyisége is (1,27%, SZEPESI 2007). Nyomelemek közül a Zr és Hf kiugró koncentrációja korlátozottabb cirkon frakcionációra utal. A vizsgált előfordulások közül a könnyű és nehéz ritkaföldek egyenletesebb dúsulása mellett a legmagasabb REE tartalmat (218ppm) mutatta.

14.5 Az előfordulások geokémiai fejlődési modellje

Az eddig bemutatott adatok rendszerezésével látható, hogy a vizsgált riolit előfordulások geokémiai karakterében jelentős különbségek tapasztalhatók. Ezeket az olvadékfejlődés folyamatában a forrásolvadék különbségeinek és a frakcionált krisztallizáció eltérő irányainak függvényében lehet értelmezni.

A vulkanizmus tér és időbeli eltolódása a geokémiai és izotóp adatok változása alapján a Kárpát-medencében, a fiatalabb alkáli bazaltokon kívül két olvadékgenerációs mechanizmus került elkülönítésre (KONECNY ET AL. 2002, HARANGI & LENKEY 2007). Egyik a medencebelső és középhegységi területen extenzióhoz (*areal type*) a másik az orogén ívhez közeledve szubdukcióhoz kötődve (*arc type*). A vizsgált előfordulásokra jellemző fő, nyom és ritkaföldmintázat alapján a riolitok között is kirajzolódtak különbségek, amelyet Sr, Nd és O izotóp adatok árnyalhattak volna, de ezekből csak néhány irodalmi elemzés állt rendelkezésre (SALTERS ET AL 1988, DOWNES ET AL 1995, SEGHEDI ET 2001).

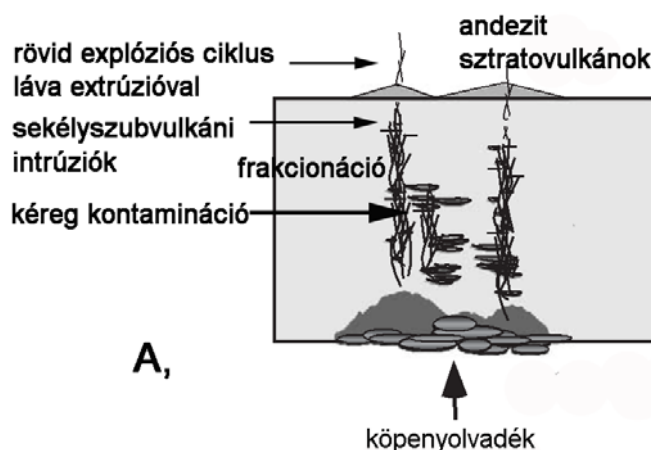
A legkisebb elemkoncentrációk a Kaszonyi-hegy anyagát jellemezték. Ezek és az előfordulás földrajzi helyzete alapján ez az egyetlen olyan, amely az ív típusú csoportba sorolható. Forrásolvadéka inkompatibilis nyomelemekben és ritkaföldekben szegény volt. További egyedi jellegzetességét jelentő ásványos

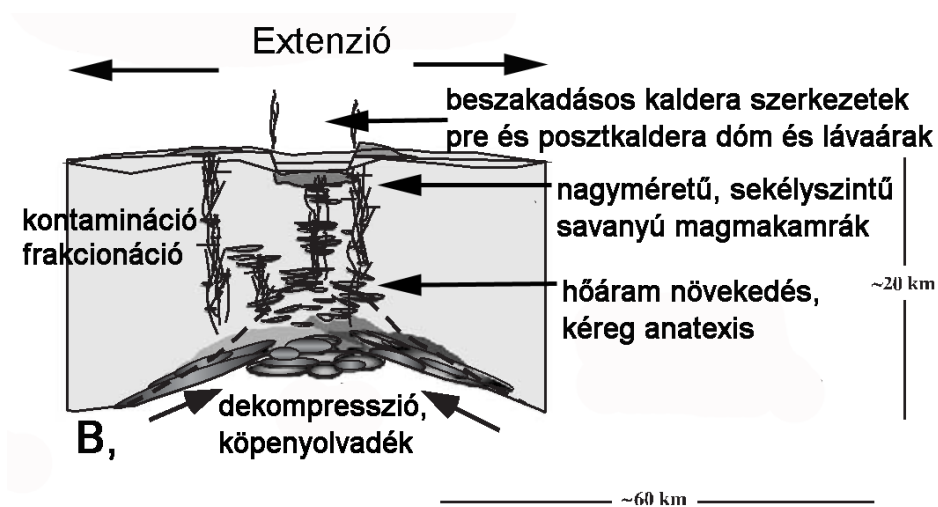
alkotói, a földpátok összetétele, zónássága, a piroxének nagyobb arányú jelenléte az olvadékfejlődésben a frakcionált krisztallizáció dominánsabb, míg a felső kéreg kontamináció a többi előforduláshoz viszonyított korlátozottabb voltára utal. Az olvadékfejlődés modelljei 14. 17 a-b. ábrán láthatók.

A Mátra andezites sztratigráfiai sorozatában alárendelt epizódot képviselő Lőrinci-Mulató-hegyi riolit olvadékfejlődésében már a kéregben lezajlott folyamatok dominánsabban voltak jelen (*areal type*), de kis mennyiségű olvadéktömege miatt egyes inkompatibilis elemek (Nd, Zr, Ti) nem ürülhettek ki a Tokaji-hegységi riolitoknál látható mértékben.

A Tokaji-hegységben kifejlődő savanyú ártufa szolgáltatási központok és az ezekkel együttjáró pre és posztkaldera dómtevékenységre magyarázattal -Új-Zélandi analógiák alapján (PRICE ET AL 2005)- az általános térrövidülési folyamatok ellenére fellépő lokális extenziós, dekompressziós folyamatok szolgáltatathatnak. A kialakuló anatektikus kéregolvadékok részarányának növekedésével a geokémiai jelleg is jelentősen módosult. A sekély magmakamrák több 100 km³ tömör közetnek megfelelő anyagot tároltak, melyekben meglehetősen homogén olvadékösszetétel alakult ki. Jelentősen emelkedtek az inkompatibilis nyomelem és a REE koncentrációk, de a K, Ba, aránya is növekedett. Egyes elemek szélsőértékei az obszidián lávánál jelentkeztek (Tokaji-hg, Középső riolitterület, pl. Th=36 ppm, Rb=221 ppm). Az egyes ásványok krisztallizációja bizonyos elemek koncentrációinak jelentős csökkenéséhez vezetett (plagioklász, szanidin-Eu, Ba, cirkon -Zr, Hf, biotit-Nb). A felsőkéreg kontamináció során az ásványi fázisokba be nem épülő nyomelemek és ritkaföldek koncentrációja (Rb, Th, La, Ce, Y, Yb, Lu) tovább növekedett (max: *Abaujszántó, Krakó, riolit*).

A vázolt összefüggések az értékezéshez készült homogenizált típusminták (bulk data) teljes elemzési sorozatai, az irodalmi főelemadatbázis és kevés számú irodalmi nyom- és ritkaföld elemzés alapján rajzolódtak ki. A genetikai képet az alapanyag és szeparált ásványi fázisok részletes elemzése (LA-ICP-MS, SEM) és további izotópgeokémiai vizsgálatok finomíthatják majd.





14.17. a, b, ábra A savanyú olvadékok két eltérő fejlődési típusának elvi modellje. Az ábra alapját PRICE ET AL 2005 új-zélandi andezit és riolit vulkanizmus fejlődéséről szóló cikke szolgáltatta. Az A, olvadékfejlődési modell a Kaszonyi és Lőrinci riolit esetében alkalmazható, a B modell a Tokaji-hegység nagy savanyú magmakamráinak kialakulását szemlélteti.

	Frakcionálódott ásványok	Geokémiai csoportosítás			Főelem koncentrációk		Nyomelem mintázat	Ritkaföld mintázat
		TAS/ <i>SiO₂-K₂O</i>	R ₁ -R ₂	MALI	nagy	kicsi		
Telkibánya	plg+q+amf+bi+mg	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>	riolit	mész-alkáli	SiO ₂	CaO, TiO ₂ , FeO _t	<i>sok</i> :Ba, Nd, Y <i>kevés</i> : Sr, Zr	fejlett Eu anomália
<i>Erdőbénye, E.horváti</i>	<i>nem vizsgált, csak geokémiai össze-hasonlítás</i>	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>	riolit	mész-alkáli	Al ₂ O ₃	SiO ₂	<i>sok</i> : Th, Rb <i>kevés</i> :Hf, Zr	fejlett Eu anomália, REE dúsulás
Tokaj-Lebuj, Dereszla	szan+plg+bi+q+mg	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>	alkáli riolit - riolit	mész-alkáli	SiO ₂ , K ₂ O K ₂ O/ Na ₂ O	CaO, Na ₂ O	<i>sok</i> : <i>kevés</i> : Ba, Sr, Zr	legnagyobb Eu anomália, REE dúsulás
Abaújszántó	plg+szan+bi+opx	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>	riolit	mész-alkáli	CaO Na ₂ O, FeO _t	SiO ₂	<i>nagy</i> : Ba,Sr, Hf, Zr <i>kevés</i> : Cs	fejlett Eu anomália, REE dúsulás
Lőrinci	plg+szan+(mg)	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>	riolit	alkáli-mész	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , CaO, K ₂ O, Na ₂ O	SiO ₂	<i>sok</i> : Ba, Sr, Zr, Y <i>kevés</i> : Rb	mérsékelt Eu anomália, kicsi Ce _N /Yb _N arány jelentős REE dúsulás
Kaszonyi-hegy	plg+opx+bi+mg+ (szan)	riolit/ <u>mészalkáli</u>	<u><i>Rio-dacit</i></u>	meszes	TiO ₂ , FeOt CaO	TiO ₂ , FeOt CaO	sok: Ba, Sr kevés: Rb, Th	legkisebb Eu anomália és REE tartalom
<i>Beregszászi dombvidék</i>	<i>nem vizsgált, csak geokémiai össze-hasonlítás</i>	riolit/ <i>nagy K mészalkáli</i>		mész-alkáli	Ua.	Ua.	<i>sok</i> : Th, Sr <i>kevés</i> : Th, Rb	kis Eu anomália és REE tartalom

14.7. táblázat A savanyú lávakőzet előfordulások fő, nyom és ritkaföld elem eloszlási jellemzői

15. TOVÁBBI KUTATÁSI IRÁNYVONALAK

A részletesen bemutatott öt vulkáni területnél jóval szélesebb körű terepbejárások és az elméleti szakirodalom részletes feldolgozása ellenére is sok megválaszolatlan kérdés maradt. Ezekre a PhD kutatómunka időbeli és anyagi korlátai miatt nem adhattunk választ. A továbbiakban előrelépés a következő területeken érhető el:

A extrúzív lávaár és dóm tevékenység nagyobb egységeinek teljes rekonstrukciója.

Ezek közül elsőként az üveges szegély és centrális riolit fácieseket egyaránt feltáró, relatíve kiemelt, ezért jó vizsgálhatóságot jelentő Erdőbénye-Erdőhorvati-Tolcsa, valamint a Mátrában díszítőkőként régóta közkedvelt, több kőfejtővel művelt Gyöngyössolymos, Kis-hegy paleovulkáni központok jelölhető ki.

A nagyobb központok létrejöttének összehasonlító sztratigráfiai vizsgálata.

A Tokaji-hegységben a Szerencsi Riolit tufa Formáció rétegsorának felszínre kerülése döntően két nagy beszakadásos, ártufa központhoz (Gönc-Pálháza, Szerencs-Bodrogkeresztúr) köthető. A rétegsor jellemzése a főbb tufaszintek azonosításával, a felhalmozódási folyamatok felismerésével (ZELENKA 1964, ILKEYNÉ 1972A) az 1960-70-es években megtörtént. Ebben a kérdéskörben a kisebb piroklasztikum terítések vulkanosztratigráfiai újraértékelése és két központ fejlődésének, kapcsolatrendszerének feltárása jelölhető meg célként. A hegység egy központi és peremterületén az eróziós folyamatok kiértékelésével a pliocén-pleisztocén-holocén denudáció folyamatai, a hegyláb felszínének kialakulása, a paleovulkáni térszín átalakulása kerülhetne új megvilágításba.

Digitális magasságmodellek használata.

A fáciestani vizsgálatok mellett a nagyobb terület egységek összehasonlító vizsgálatában fontos szerephez jut a domborzat különböző léptékű magassági modellekkel történő kiértékelése. A vulkáni hegységeink esetében már széles körben alkalmazott módszerek (KARÁTSZON 2007) használata a továbbiakban a fáciesek, formák és az eróziós sebesség összefüggéseinek részletesebb elemzésében juthatnak majd szerephez.

Az építő- és díszítőkö bányászat fejlesztése összehasonlító fáciestani vizsgálatokkal.

Az üveges kőzetváltozatok jellegzetessége, hogy hevítésre duzzadnak és jelentős térfogatsúly csökkenésen mennek keresztül. E kedvező tulajdonságaik miatt az építőipar, mezőgazdaság, szűrőipar és környezetvédelem széleskörűen alkalmazza. A készletek feltárására a 70-es években két az egész Tokaji-hegységre történő kutatás is történt. A fúrásokkal kevésbé feltárt területeken, a kialakított vulkanológiai modellek segítségével a kúrtörégek, lávaárcentrumok és szegélyfáciesek azonosításával lehetne a készletbecslések pontosságát javítani.

Az riolitváltozatok felhasználása az építőiparban zúzottkőként, és díszítőköként történik. A legkedveltebbek az agyagos, limonitos bekérgezésű, lemezes változatok. Jelenleg négy nagyobb kőfejtő üzemel, a Mátrában (Gyöngyössolymos, Lőrinci), a Tokaji-hegységben Mád és Monok, valamint a

Kaszonyi-hegy térségében. A zúzottkőnél jóval nagyobb profitot (kb. 10-szeres) eredményező burkoló és kertkövek előállításának lehetőségeit a hűlési (lemezes-pados) felületek gyakorisága határozza meg, ami szintén fácies függő. Ezen elválasztási felület sűrűsége a savanyú lávatestek hűlési modelljeinek segítségével szintén becsülhető.

Az egyes savanyú explozív –extruzív ciklusok fő-, nyom- és ritkaföldelem és izotóp geokémiai vizsgálata

A savanyú vulkáni területek közül legrészletesebben feldolgozott egység a Bükkalja, ahol az egymásra települő tufaciklusok összehasonlító vizsgálata már korábban megtörtént (PÓKA ET AL 1998, HARANGI ET AL 2005, LUKÁCS ET AL 2005) részletes geokémiai és szilikát olvadék zárvány vizsgálatok segítségével, amelyek a magmakamrában végbement folyamatok interpretálását is lehetővé tették. Az ukrán-magyar határ környezetének vulkáni központjai (Beregszász, Szinyák, Nagyszőlősi-hg) szintén hasonló szemszögből kerültek elemzésre (SEGHEDI ET AL 2001).

A Tokaji-hg esetében célként a bádai-szarmata-pannon egymásra települő riódacit, riolit piroklasztitok és a kapcsolódó extruzív dóm és lávaár ciklusok ilyen jellegű komplex vizsgálata, valamint az Belső-kárpáti Vulkáni Öv tagjai között egyedülálló 50-50% savanyú-intermedier olvadék genetikai kapcsolatrendszerének tisztázása jelölhető ki.

A savanyú vulkáni ciklusok (tufa+láva) összehasonlító értékelés

A dolgozat összehasonlító geokémiai jellemzése csak a felszíni, országhatárokon belüli lávaközetekre korlátozódott. Tovább lépésként az adatbázis a Kárpát-medencei felszíni és felszíni alatti savanyú vulkáni területeinek elemzéseivel kerülhet kibővítésre. Az egyes savanyú vulkáni ciklusok (tufák, lávák) összehasonlító értékelése mellett fontos a Föld más savanyú vulkáni provinciáival történő összehasonlítás (Örményország, Új-Zéland stb.)

16. Irodalomjegyzék

- ALMÁSI, B. – CSÁMER, Á – FARKAS, J. – RÓZSA, P. 2006 Web alapú modális elemzési értékelő program. – *Földtani Közlöny*, 136 pp 591-598
- AKAY, ERHAN & ERDOGAN, BURHAN 2004 Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliaga-Foca region (Western Anatolia, Turkey). – *Journal of Asian Earth Sciences* 24. p.367–387
- ALDANMAZ, E. - PEARCE, J. A. -. THIRLWALL, M. F – MITCHELL, J. G. 2000 Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102. p. 67-95
- ALLEN, S. R. & MCPHIE, J. 2003 Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126. p. 263-283
- ANDERSON, S. W. & FINK, J. H. 1990. The development and distribution of surface textures at the Mount St. Helens dome. In FINK, J. H., EDITOR *Lava flows and domes: Emplacement mechanisms and hazard implications*. – *IAVCEI Proceedings in Volcanology* 2. p. 25-46
- ANDERSON, S. W. & FINK, J. H. 1992, Crease structures as indicators of lava flow emplacement rates and stress states. – *Geological Society of America Bulletin* 104. p. 615-626
- ANDERSON, S. W. - STOFAN, E. R. - PLAUT, J. J. - CROWN, D. A. 1998 Block size distributions on silicic lava flow surfaces: Implications for emplacement conditions. *Geological Society of America Bulletin* 110. p. 1258-1267
- ARAMAKI, S. & LIPMAN P.W. 1965 Possible Leaching of Na_2O during hydration of volcanic glasses *Proceedings of the Japan Academy* p. 467-470
- AUBOURG, C. - GIORDANO, G. - MATTEI, M. - SPERANZA, F. 2002 Magma flow in sub-aqueous rhyolitic dikes inferred from magnetic fabric analysis (Ponza Island, W. Italy). – *Physics and Chemistry of the Earth* 27. p. 1263–1272
- BACON, C. R. - MACDONALD R. - SMITH, R.L. - BAEDECKER, P. A. 1981 Pleistocene high-silica rhyolites of the Coso volcanic field, Inyo County, California *Journal Geophysical Research* 86. p. 10223-10241
- BADALIAN, R. - BIGAZZI, G. M. - CAUVIN, C. C. - CHATAIGNER, R. - JRBASHYAN, S. G. - KARAPETYAN, M. - ODDONE, J. - POIDEVIN, L 2001 An international research project on Armenian archaeological sites: Fission-track dating of obsidians. – *Radiation Measurements* 34. p. 373–378
- BALOGH K. 1985 K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary experimental technique experience at method of chronological studies. – *ATOMKI reports D/1* p. 277-288
- BALLA Z. (1984) – A Ny-Máttra fögerincének geológiai felépítése. – *ELGI Évi Jelentés, Budapest* p. 33-43,
- BARTHA A. & BERTALAN É. 1997 Determination of the Rare Earth Elements of Rock Samples by ICP-MS Using Different Sample Decomposition Methods. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, 38. p. 131-149
- BARTHA A. - BALLÓK I. - GEOFF T. 2004 Simultaneous determination of mercury, hybridizing elements and those detectable by conventional pulverizing techniques byCMA – ICP - AES method. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary for 2002* p. 55-68.
- BEA, F. 1996 Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Grustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melt. – *Journal of Petrology*, 37. p. 521-552
- BEM B. 1953 Kéked-Telkibánya-Nagybózsza környékének földtani viszonyai és ércelőfordulásai. – *Földtani Intézet évi Jelentése 1950*. p. 25-27
- BENKOVICS L. 1991 A Zagyva-árok mikrotektonikai vizsgálata és annak kapcsolódása a szeizmikus szelvényekhez. – *ELTE, doktori értekezés*, Budapest, 95 p
- BERNÁTH J. 1866: A hegyaljai rhyolitok vegyelemzése. – *Mathematicai és Természettudományi Közlemények* p. 172-190
- BERTALAN É. - BARTHA A. - BALLÓK I. - VARGA-BARNA ZS. 2003 The influence of experimental leaching conditions for the determinations of the soluble element content of soil and stream sediment samples. – *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*, 82. p. 771-784

- BEUDANT F. S. 1822 Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818).
Chez Verdière Libraire Quai Des Audustines No. 25 Paris 659 p.
- BLAKE, S. 1990 Viscoplastic models of lava domes. – In FINK, J. H. EDITOR 1990 *Lava Flows and Domes: – IAVCEI Proceedings in Volcanology* 2. p. 88-129
- BLOWER J. D. 2001 Factors controlling permeability–porosity relationships in magma. – *Bulletin of Volcanology* 63. p. 497–504
- BONNICHSEN, B. & KAUFFMANN, D. F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. – In FINK, J. H. EDITOR 1987. *The emplacement of silicic domes and lava flows, Geological Society of America Special Paper* 212 p. 119-145
- BORBÉLY A 1922 Pálháza környékének rhyolitos közetei, *Doktori Disszertáció*, Szeged
- BOYNTON, W. V. 1984 Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: HENDERSON, P. (ED.): *Rare earth elements geochemistry*. – Elsevier, Amsterdam, p. 63-114
- BUISSON, C. & MERLE, O. 2002 Experiments on internal strain in lava dome cross sections. – *Bulletin of Volcanology* 64 p. 363–371
- CALANCHI, N. - PECCERILLO, A. - TRANNE, C.A. - LUCCHINI, F. ROSSI, P.L.- KEMPTON, P. BARBIERI, M. - WU, T. W. 2002 Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115. p. 367-395
- CAS, R.A.F & WRIGHT, J.V. 1987 Volcanic successions, Modern and ancient. – *Allen and Unwin, London* p. 75-89
- CASTRO, J. – CASHMAN, K. – JOSLIN, N. – OLMSTED, B. 2002 Structural origin of large gas cavities in the Big Obsidian Flow, Newberry Volcano. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114. p. 313-330
- CASTRO, J. – MANGA, M. – CASHMAN, K. 2002 Dynamics of obsidian flows inferred from microstructures: insights from microlite preferred orientations. – *Earth and Planetary Science Letters* 199. p. 211-226
- CHRISTIANSEN, R. L. & LIPMAN, P. W. 1966 Emplacement and Thermal History of a Rhyolite Lava Flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. – *Geological Society of America Bulletin*, 77. p. 671-684,
- CHRISTIANSEN, E. H. - BURT, D. M. - SHERIDAN, M. F. – WILSON R.T. 1983 The Petrogenesis of Topaz Rhyolites from the Western United States. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83. p. 16-30.
- CHRISTIANSEN, E. H. - BURT, D. M. - SHERIDAN, M. F. 1986 Geology and Geochemistry of the cenozoic topaz rhyolites from the western United States. – *Geological Society of America Special Paper* 205. p. 1-82.
- CIVETTA, L. – CORNETTE, Y. – GILLOT, P. Y. – ORSI, G. 1988 The eruptive history of Pantelleria (Sicily Channel) in the last 50 ka. – *Bulletine of Volcanology* 50. p. 47-57
- COLE J.W., MILNER D.M., SPINKS K.D. 2005 Calderas and caldera structures: a review. – *Earth Science Reviews* 69. p. 1-26
- CSILLAG J. – ZELENKA T. 1999 A magyarországi perlit lelőhelyek földtani-genetikai típusai. – *Építőanyag* 51. p. 34-40
- DAVIS, B. & MCPHIE J. 1996 Spherulites, quench fractures and relict perlite in a Late Devonian rhyolite dyke, Queensland, Australia. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71. p. 1-11
- DE ASTIS, G. – LA VOLPE, L. - PECCERILLO, A. - CIVETTA, L. 1997 Volcanological and petrological evolution of Vulcano island (Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea). – *Journal of Geophysical Research* 102. p. 8021-8050
- DENLINGER, R.P. 1990 A model for dome eruptions at Mount St. Helens, Washington based on subcritical crack growth. – In FINK, J. H. EDITOR 1990 *Lava Flows and Domes*: p. 70-88
- DE LA ROCHE, H. - LETERRIER, J. - GRANDCLAUDE, P. - MARCHAL, M. 1980 A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. – *Chemical Geology* 29. p. 183–210.

- DE RITA, D. – GIORDANO, G. – CECILI, A. 2001 A model for submarine dome growth: Ponza Island (central Italy). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107. p. 221-239
- DONAIRE, T. - SAEZ, R. - PASCUAL, E. 2002 Rhyolitic globular peperites from the Aznalcollar mining district (Iberian Pyrite Belt, Spain): physical and chemical controls. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114. p. 119-128
- DOYLE, M.G. & MCPHIE, J. 2000 Facies architecture of a silicic intrusion-dominated volcanic centre at Highway–Reward, Queensland, Australia. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99. p. 79–96
- DOWNES, H. - PANTÓ GY. - PÓKA T. - MATTEY, D.P. - GRENNWOOD, P.B. 1995. Calc- alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, Northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. – *Acta Vulcanologica* 7.(2) p. 29-41
- DOWTY, E 1980 Crystal growth and nucleation theory and the numerical simulation of igneous crystallization. – In HARGREAVES, R. B. EDITOR *Physics of magmatic processes Princeton University Press* p. 419-487
- EICHELBERGER J.C., CARRIGAN C.R., WESTRICH H.R., PRICE R. H. 1986 Non-explosive silicic volcanism. – *Nature* 323: p. 598-602
- ERHARDT GY. ET AL. 1964 Tolcsva. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – *MÁFI, Budapest* p. 1-35
- ESMARK, I. 1798 Kurze Beschreibungen einer mineralogische Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bahnat. *Freiberg*
- EWART, A. 1979 A review of the mineralogy and chemistry Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related sialic volcanic rocks. - In BARKE, FRED EDITORS. *Trondhjemites, dacites, and related rocks, Elsevier, Amsterdam* p. 13-121
- FICHTEL, J. E. 1791 Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. – 2. p. 381-730
- FINK, J. H. 1980 Surface folding and viscosity of rhyolite flows. – *Geology* 8. p. 250-254
- FINK, J. H. 1983 Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, Northern California. – *Geological Society of America Bulletin* 94. p. 362-380
- FINK, J. H. & POLLARD, D. D. 1983 Structural evidence for dikes beneath silicic domes, Medicine Lake Highland Volcano, California. – *Geology* 11. p. 458-461
- FINK, J. H. & MANLEY, C. R. 1987 Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite domes and flows in The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* 212. p. 77-89
- FINK, J. H. EDITOR 1987 The emplacement of silicic domes and lava flows. – *Geological Society of America Special Paper* 212. p 1-145
- FINK, J. H. EDITOR 1990 Lava Flows and Domes: Emplacement Mechanisms and Hazard Implications, *IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol.2, Springer Verlag, Berlin*. p. 1-280.
- FÖLDVÁRI M. 2008 Az ásványok hőbomlási rendszere és példák a termogravimetria földtani alkalmazási lehetőségeire. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2006* p. 169-183
- FRANCALANCI, L. - VAREKAMP, J. C. - VOUGIOUKALAKIS, G. - DEFANT, M. J. - INNOCENTI, F. - MANETTI, P. 1995 Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece. – *Bulletin of Volcanology* 56. p. 601-620
- FRANCALANCI, L. – VOUGIOUKALAKIS, G. E. – PERINI, G. – MANETTI, P. 2005 A west- east traverse along the magmatism of the south Aegean volcanic arc in the light of volcanological, chemical isotope data in FYTYKAS, M – VOUGIUKLAKIS, G. E. EDITORS. 2005 *The south aegean active volcanic arc Elsevier* p. 65-113
- FRANCALANCI, L. – AVANZINELLI, R. – TOMASSINI, S. –HEUMANN, A. 2007 A west-east geochemical and isotopic traverse along the volcanism of the Aeolian Island arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy: Inferences an mantle source processe. – In BECCALUVE, L- BIANCHINI, G. WILSON, M. EDITORS 2007 Cenozoic volcanism in the Mediterranean area *Geological Society of America Special paper* 418. p. 235-265
- FRIEDMAN, I. - SMITH, R. L. - LONG, W.D. 1966 Hydration of natural glass and formation of perlite. – *Geological Society of America Bulletin* 77. p. 323-328

- FRIEDMAN, I. & LONG, W. 1976 Hydration rate of obsidian. – *Science* 191. p. 347-352
- FRIEDMAN, I. 1989 Are extrusive rhyolites produced from permeable foam eruptions? – *Bulletin of Volcanology* 51 p. 69-71
- FRITS J. (1952): Jelentés a Tokaji-hegységben végzett 1951. évi kvarcit, kaolin és kovaföld kutatásról. – *Kézirat MÁFI Adattár*
- FROST, B.R. – BANES C.G. – COLLINS W.J. – ARCULUS R.J. – ELLIS D.J. – FROST C.D. 2001 A geochemical classification for granitic rocks. – *Journal of Petrology* 42. p. 2033-2048
- FÜLÖP J. 1989 Bevezetés Magyarország geológiájába. – Akadémiai Kiadó, Budapest 246 p.
- FYTYKAS, M & VOUGIUKLAKIS, G. EDITORS. 2005 The south aegean active volcanic arc present knowledge and future perspectives. – *Developments in volcanology series, Vol. 7. Elsevier, London* p. 1-379.
- GAJDOS I & PAP S. 1996 Nagyalföldi Tarkaggyag Formáció in: GYALOG L 1996. A földtani térképek jelkulcsa *MÁFI 187. alkalmi kiadványa*
- GENCIALOGLU–KUSCU, G. & FLOYD, P. A 2002 Geochemical correlations between Anatolia, Turkey. – *Geological Journal* . 37 p.143–165
- GEVORKIAN, R. – HEIDE, K. – VÖLKSCH, G. – GERTH, K. – HARTMANN, E. – FOLLNER, H. 1996 Petrochemistry and textures of Armenian obsidian *Chemie der Erde* 56. p. 323-330
- GEYER A., FOLCH A., MARTI J. 2006 Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157 p. 375-386
- GILLESPIE, M.R. – STYLES, M.T. 1999 British Geological Survey Rock classification scheme Volume 1 Classification of igneous rocks, *British Geological Survey Research Report* (2nd edition) p. 1-54
- GIMENO, D 2003 Devitrification of natural rhyolitic obsidian glasses: petrographic and microstructural study (SEM+EDS) of recent (Lipari island) and ancient (Sarrabus, SE Sardinia) samples. – *Journal of Non-Crystalline Solids* 323. p. 84–90
- GIONCADA, A. – MAZZUOLI, R. – BISSON, M. -. PARESCHI, M.T 2003 Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122. p. 191-220
- GORTON, M. P. & SCHANDL E. S. 2000 From continent to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate rocks. – *The Canadian Mineralogist* 38. p. 1065-1073
- GOTTMANN, J. & DINGWELL, D. B. 2001 The cooling of frontal low ramps: a calorimetric study on the Rocche Rosse rhyolite flow, Lipari, Aeolian Islands, *Italy Terra Nova*, 13/ 3. p. 157-164
- GOTTMANN, J. & DINGWELL, D. B. 2002 The thermal history of a spatter-fed lava flow: the 8-ka pantellerite flow of Mayor Island, New Zealand *Bulletin of Volcanology* 64. p.410-422
- GROVE, T. L. - JULIE, M. D. - HOUSH, N. T. 1997 Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127. p. 205-223
- GUNNARSSON, B. – BRUCE, D. - MARSH – TAYLOR, H. P.JR. 1998 Generation of Icelandic rhyolites: silicic lavas from the Torfajökull central volcano. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83. p. 1–45
- GYALOG L. & BUDAI T. 2004 Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. – *MÁFI Évi jelentés*. p. 195-232.
- GYALOG, L. SZERK. 1996 A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – *MÁFI 187. Alkalmi Kiadványa* p. 1-171.
- GYARMATI P. 1966 M-34-127-D-d. Háromhuta. Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 25000-es sorozat. – *MÁFI Budapest*. p. 1-53.
- GYARMATI P. 1972 A Tokaji-hegység szerkezeti-vulkanotektonikai vázlata. – *MÁFI Budapest*.
- GYARMATI P. 1977 Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. – *MÁFI Évkönyv* 58.
- GYARMATI P. 1980 Térképező és sekélyszerkezet kutató fúrások a Tokaji-hegységben 1969-1977 között I-II. kötet. – *MÁFI, Budapest*

- GYARMATI P. 1981 Tokaji-hegységi perlitprognózis. Összefoglaló jelentés az 1978-80 között elvégzett munkáról. – *Kézirat. MÁFI*. 9476
- GYARMATI P. – KOZÁK M. – SZÉKYNÉ FUX V. 1986 Telkibányai opál előfordulás földtana és genetikája. – *MÁFI Évi Jelentés 1984* p. 355-376
- GYARMATI P. – ZELENKA T. – MÁTYÁS E. – VETŐ I. 1968 Mád. Magyarázó Tokaj-hegység földtani térképéhez. 25000-es sorozat. – *MÁFI Budapest* p. 1-70
- GYARMATI P. – ZELENKA T. 1968 Tállya. Magyarázó Tokaj-hegység földtani térképéhez. 25000-es sorozat. – *MÁFI Budapest* p. 1-50.
- GYARMATI P. – ZELENKA T. 1970 Olaszliszka. Magyarázó Tokaj-hegység földtani térképéhez. 25000-es sorozat. – *MÁFI Budapest* p. 1-39
- GYARMATI P. 1971 Tarcal – Tokaj. Magyarázó Tokaj-hegység földtani térképéhez. 25000-es sorozat. – *MÁFI Budapest* p. 1-67
- GYARMATI P. – SZEPESI J.. 2007 Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek in: *A Zempléni tájvédelmi körzet, Abaúj és Zemplén határán, monográfia*, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger p. 15-44.
- HAJÓS M. 1959 Erdőhorváti környékének földtani térképezése. – *MÁFI Évi Jelentés* 1955 56. p. 83-95
- HANNAPPEL A. – REISCHMANN T. 2005 Rhyolitic dykes of Paros Island, Cyclades. – In FYTYKAS, M & VOUGIUKLAKIS, G. E. 2005 *The south aegean active volcanic arc* p. 305-329
- HARGRAVES R.B. ED. 1980 Physics of magmatic processes. – *Princeton University Press, New Jersey*, p. 385-476
- HERMANN M. 1952: Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiája és petrokémiája. – *Földtani Közlöny* 82, 349–367.
- HERMANN M. 1953 A magmás kőzetek szövetének mennyiségi értelmezése. – *Földtani Közlöny* 83. p. 129-137
- HALL, S. H. 1978 The stratigraphy of northern Lipary and the structure of the Rocche Rosse rhyolite flow and its implication. – *Unpubl. B.Sc. Thesis University of Leeds*
- HARANGI SZ. 1999 A Csódi-hegy vulkáni kőzeteinek geokémiája és petrogenézise, *Topographica Mineralogica Hungariae, Miskolc*, 6. p. 58-85
- HARANGI SZ. 2001 Neogene to Quaternary Volcanism of the Carpathian-Pannonian Region - a review. – *Acta Geologica Hungarica*, 44/2-3, 223-258.
- HARANGI SZ. – MASON, P. R.D., – LUKACS, R. 2005 Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe: In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143 p. 237– 257
- HARANGI, SZ., LENKEY, L. 2007 Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian Region: role of subduction, extension and mantle plume. – In: L. BECCALUVA, G. BIANCHINI, M. WILSON EDITORS: *Cenozoic volcanism in the Mediterranean area*. – *Geological Society of America Special Paper* 418, 67-92.
- HARKER, A. 1897 Petrology for students: 2nd Edition. – *Cambridge University Press*, 334 p.
- HÁMOR G. – BARANYAI-RAVASZ L. – BALOGH K. – ÁRVA-SÓS E. 1979 K/Ar dating of miocene pyroclastic rocks in Hungary. – *Ann. Géol. Pays Hellén, Tome hors serie* p. 491-500.
- HERMANN M. 1952 Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiája és petrokémiája. – *Földtani Közlöny* 82. p. 349-367
- HESS, K.-U. – DINGWELL, D. B. – WEBB, S. L. 1995 The influence of excess alkalies on the viscosity of a haplogranitic melt. – *American Mineralogist* 80. p. 297-304
- HESS, K.-U. & DINGWELL, D. B. 1996 Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-Arrhenian model. – *American Mineralogist* 81. p. 1297-1300
- HILDRETH, W. 2004 Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136. p. 169-198
- HOFFER, A. 1929 Néhány szó a Tokaji-hegység eruptívumainak településéhez. – *Földtani Közlöny* 20. p. 127-130
- HOFFER, A. 1937 A Szerencsi – sziget földtani viszonyai. – *Tisia* ½ p.1-307

- IDDINGS, J. P. 1899 Geology of Yellowstone National Park. – *USGS Survey Monographs* 32. 2. p. 215-439
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. 1967 Gönc. Magyarázó a Tokaj-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – *MÁFI, Budapest* p. 1-48
- ILKEYNÉ PERLAKI E. – BARABÁSNÉ S. E. 1964 A horzsakő fogalma, szöveti jellege és genetikája. – *MÁFI Évi jelentés* 1961 p. 535-556
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. 1972a A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. – *Kézirat, MÁFI Adattár*. p. 1-256
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. 1972 A Telkibánya – Kőgát-i perlitelőfordulás felderítő kutatásának zárójelentése és készletszámítása. – *Kézirat. MÁFI Adattár* p. 1-311
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. 1973 Perlitprognózis Gunyakúti 1:10000 mértearányú térképlap, szöveges jelentés és dokumentáció. – *Kézirat. MÁFI Adattár*
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. 1978 Nyíri. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – *MÁFI, Budapest* p. 1-55
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. & SZÖÖR GY. 1973 The perlites of the Tokaj Mountains. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 17.(1-3) p. 85–106
- ILKEYNÉ PERLAKI, E. – PENTELÉNYI L. – STUHL Á. 1978 Hollóháza – Füzérkajata Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – *MÁFI, Budapest* p. 1-75
- IVERSON, R. M. 1990 Lava domes modelled as brittle shells that enclosed pressurize magma, with application to Mount St. Helens in FINK, J. H. EDITOR 1990 *Lava Flows and Domes*: p. 47-70
- JÁRAI A. – KOZÁK M. – RÓZSA P. 1993 A mikroszkópi modális analízis optimális módszerének kiválasztása. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica* 30-31 p. 113-132
- JÁRAI ANTAL - KOZÁK MIKLÓS - RÓZSA PÉTER 1997: The optimal method of microscopic modal analysis. – *Mathematical Geology* 29. (8) p. 977-991
- JAUPART, C. & ALLEGRE, C. J. 1991 Gas content, eruption rate and in-stabilities of eruption regime in silicic volcanoes. – *Earth Planet Science Letters* 102. p. 413–429
- JELLINEK M.A. & DEPAOLO D. J. 2003 A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera forming eruptions. – *Bulletin of Volcanology* 65 p. 363-383
- JEZEK, P. A. & NOBLE D. C. 1978 Natural hydration and ion exchange of obsidian: an electron microprobe study *American Mineralogist*, 63, p. 266-273,
- JOUSSET, P. & OKADA H. 1999 Post eruptive volcanic dome evolution as revealed by deformation and microgravity observation at Usu volcano (Hokkaido, Japan). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89. p. 255-273
- KANEKO, T. – WOOSTER, M. J. – NAKADA, S. 2002 Exogenous and endogenous growth of the Unzen lava dome examined by satellite infrared image analysis. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 116 p. 151-160
- KARAPETIAN S.G. – JRBASHIAN R.T. – MNATSAKANIAN A. K. H. 2001 Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 112. p. 189-220
- KARÁTSON D. - CSONTOS L. - HARANGI SZ., - SZÉKELY B. -KOVÁCSVÖLGYI S. 2001 A Nyugat-Mátra vulkán szerkezeti rekonstrukciója. – *Az I. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei* CD-ROM kiadvány, <http://geography.hu/mfk2001/>
- KARÁTSON D.& TIMÁR G. 2004 Az Eperjes-Tokaji- és a Kelemen-Görgényi-Hargita vulkáni vonulat összehasonlító térfogatszámítása SRTM-adatok alapján: vulkanológiai és felszínfejlődési következtetések. – In *A földrajz eredményei az új évezred küszöbén A II. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei* CD-ROM kiadvány, http://geography.hu/mfk2004/mfk2004/cikkek/karatson_timar.pdf
- KARÁTSON D. 2007 A Börzsönytől a Hargitáig vulkanológia, felszínfejlődés, ösföldrajz, Typotex, Budapest 1-462
- KELLER, J. 1980. The island of Vulcano. – *Rend. Soc. Ital. Mineral Petrol.* 36. p. 369-414.
- KELLER, J. - DJERBASHIAN, R. - KARAPETYAN, S. G. - PERNICKA, E. - NASEDKIN, V. 1996. Armenian and Caucasian obsidian occurrences as sources for the Neolithic trade: volcanological setting and chemical characteristic. *Archeometry* 94. p. 69–86

- KESKIN, M. - PEARCE, J. A. - MITCHELL J. G. 1998 Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, northeastern Turkey. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85. p. 355-404
- KESKIN, M. 2005 Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. – www.mantleplumes.org
- KONECNY, V. - KOVAC, M.- LEXA, J. - SEFARA J. 2002 Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. – *European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 105–123,
- KOCH A. 1878 A Zápszonyi hegy kőzetének petrográfiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny* 8. p. 236
- KOZÁK M. 1979: Lehardasi modellterület felépítésének és kőzetanyag transzportjának földtani vizsgálata (Telkibánya). – *Kézirat, Egyetemi doktori disszertáció, Debrecen, KLTE*, p. 1–179.
- KOZÁK, M. – RÓZSA, P. 1982 A Tokaji-Nagyhegy földtani fejlődéstörténete. – *Acta Geographica Debrecina* 20. p. 167-190
- KOZÁKNÉ THORMA J. – KOZÁK M. 1985 A telkibányai Csenkő-patak vízgyűjtőjének hidrológiai vázlata és vízbeszerzési lehetőségei. – *Acta Geographica acta Geologica et Meteorologica Debrecina*, 22. p. 75-104
- KOZÁK M. 1994: Telkibánya kőzetföldtani felépítése és fejlődéstörténete. – In: SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. (szerk.): A Telkibányai érces terület ásványai. — *Top. Miner. Hung. II.* Herman Ottó Múzeum, Miskolc p. 45–81.
- KOZÁK M.-PÜSPÖKI Z. 1999 Földtani összefoglaló a Hollóháza, Sátoraljaújhely és Nyíregyháza 1:100 000-es méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. *Kézirat, Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen*
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. & MCINTOSH R. 2001: Structural development outline of the Bükk mountains reflecting recent regional studies. – *Acta Geogr. Geol. et Meteor. Debrecina* 80, p. 135–175.
- KUBINYI, F. 1845 Fossile Flora von Tállya. – *Arbeiten der geologischen gesellschaft für Ungarn* p. 39-52
- KUBOVICS I. 1970 Az ÉK- és Ny-Mátra ásvány- és kőzettani vizsgálata. – In KUBOVICS I. & PANTÓ GY. (1970): *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben, Akadémiai Kiadó*, Budapest, p. 7-160
- KUBOVICS I. 1993 Kőzetmikroszkópia I-II. – *Tankönyvkiadó Budapest*,
- KULCSÁR L 1943 Kőzetmikroszkópia I-II. – *különlenyomat a „TISIA” VI. kötetéből, Debrecen* p. 1-23
- KULCSÁR L. 1968 A magyar-szovjet határmenti vulkánosság a legújabb szovjet és hazai kutatások tükrében. – *Acta Geographica Debrecina* 14. (7) p. 143-160
- KULCSÁR L. 1976: A Tarpa-Barabás környéki felszíni vulkanitok és a Barabás-l. fűrés anyagvizsgálatai eredményeinek kiértékelése. – *Kézirat Kossuth Lajos Tudományegyetem Ásvány és Földtani Tanszék* p. 1-151
- KUTI L. 2005 M-34-141 Kisvárdai 1:100 000 földtani térképlap. – *Magyarország Földtani Térképe 1:100 000 -es sorozat, MÁFI Budapest*
- LACASSE, C. – SIGURDSSON, H. – CAREY, S. N. – JOHANNESSON, H. – THOMAS, L. E. – ROGERS, N. W. 2007 Bimodal volcanism at the Katla subglacial caldera, Iceland: insight into the geochemistry and petrogenesis of rhyolitic magmas. – *Bulletin of Volcanology* 69. p. 373–399
- LAZARENKO, E. ET AL. 1963 Mineralogia Zakarpatja, Lvov University
- LE BAS, M. J., LE MAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986 A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. – *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- LE MAITRE, R. W. (ED.) 1989 A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. – *Blackwell Science Publication Oxford-London* p. 1-252.
- LENGYEL E. 1948 Telkibánya környékének ércgenetikai viszonyai. – *Jelentés a jövedéki mélykutatás 1947/48 évi munkálatairól*. p. 308-319

- LENGYEL E. 1956 Abaújszántó környékének földtani és közettani vizsgálata. – *MÁFI. Évi Jelentése az 1954. évről* p. 93-104
- LENGYEL E. – VARGA I.-NÉ 1962 A pálházai Gyöngykőhegy perlitváltozatainak közettani vizsgálata. – *Bányászati Kutatási Intézet Közlönye* 7. p. 294-308
- LIFFA A. 1953a Telkibánya környékének földtana és közettana. – *MÁFI Évkönyv* 41. 3. p. 1-78
- LIFFA A. 1953b Tokaji-hegység perlitelőfordulásai. – *MÁFI Évi jelentés 1951 évről* p. 31-45.
- LIPMAN, P. W. – CHRISTIANSEN, R. L. – ALSTINE, R. E. V. 1969 Retention of alkalis by calc-alkalic rhyolites during crystallization and hydration *American Mineralogist*, 54, p. 286-291.
- LIPMAN, P.W. 2000 Calderas. – In: SIGURDSSON, H. EDITOR, *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco p. 643– 662.
- LOFGREN, G. 1970 Experimental devitrification rate of rhyolite glass *Geological Society of America Bulletin* 81. p. 553-560
- LOFGREN, G. 1971 Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. – *Geological Society of America Bulletin* 82. p. 111-124
- LUCCHI, F. -. TRANNE, C. A. – CALANCHI, N. – ROSSI, P. L. 2007 Late Quaternary deformation history of the volcanic edifice of Panarea, Aeolian Arc, Italy. – *Bulletin of Volcanology* 69. p. 239–257
- LUKÁCS, R. – HARANGI, SZ- NTAFLÓS, T – MASON, P.R.D. 2005 Silicate melt inclusions in the phenocrysts of the Szomolya ignimbrite, Bükkalja Volcanic Field (Nortehr Hungary) Implications of magma chamber porocesses. – *Chemical Geology* 223. p. 46-67
- MACKENZIE, W.S. – DONALDSON, C.H. – GUILFORD, C 1982 Atlas of igneous rocks. – *Essex England Longman Group Limited* p. 1-148
- MAENO, FUKASHI – TANIGUCHI, HIROMITSU 2006 Silicic lava dome growth in the 1934–1935 Showa Iwo-jima eruption, Kikai caldera, south of Kyushu, Japan. – *Bulletin of Volcanology* 68. p. 673–688
- MAHOOD G.A, HILDRETH W 1986 Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. – *Bulletin of Volcanology* 48. p.143-172
- MALEEV E. F. 1964 Neogenovűj vulkanizm Zakarpatja Nauka, Moszkva p. 54-60.
- MANLEY, C. R. – FINK, J. H. 1987 Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling. – *Geology*, 15. p. 549-552
- MANLEY, C. R 1995 How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. – *Geology* 23. p. 349–352
- MANLEY C. R. 1996 Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71 p. 129- 153
- MARTIN - FERNANDEZ, J. A. – PAWLOVSKY-GLAHN, V. BARCEL-VIDAL, C. – Ó. KOVÁCS, L- KOVÁCS, G.P 2003 Major-Element Trends In Cenozoic Volcanites Of Hungary. – In: THIÓ- HENESTROSA, S. AND MARTÍN-FERNÁNDEZ, J.A. EDITORS, Proceedings of CODAWORK'03, The First Compositional Data Analysis Workshop, October 15-17, University of Girona, Girona (Spain), CD-ROM, ISBN: 84-8458-111-X, 14p
- MARTONNÉ, E. K. – PINCZÉS, Z- KISS, G. 2007. Felszínfejlődés, felszínformák és felszínalaktani értékek. – In *A Zempléni Tájjvédelmi Körzet, Abaúj és Zemplén határán, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger* p. 55-91
- MARSHALL, R. R. 1961 Devitrification of natural glass. – *Geological Society of America Bulletin* 72. p. 1493-152
- MARTI J., FOLCH A., NERI A., MACEDONIO G. 2000 Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. – *Earth and Planetary Science Letters* 175 p. 275-287
- MAURITZ B. 1909 A Mátra-hegység eruptív közei, – *Mathematicai és Természet Tudományi Közlemények* XXX/4. p. 133-244
- MÁTYÁS E. 1971 A perlit, mint vulkáni közetfácies. – *Perlit – konferencia Balatonfüred, Építés Tudományi Egyesület* p.21-75
- MCARTHUR A. N. - CAS R. A. F. - ORTON G. J.1998 Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesiculartextures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). – *Bulletin of Volcanology* 60. 260–285

- MCDONALD, R. – SMITH, R. L. – THOMAS, J. E. 1992. Chemistry of the subalkalic silicic obsidians. – *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1523 p. 1-221.
- MERLE, O. 1998 Internal strain within lava flows from analogue modelling. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81. p. 89–206
- MIYASHIRO, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 91–104.
- MKRTCHIAN, S. S. ED. 1971 Late orogenic acid volcanism of Armenian SSR. – *Publishing House of the Academy of Sciences of the Armenian SSR, Yerevan* p. 1-152
- MOLDVAY, L. BOCZÁN B., FRANYÓ F., KROLOPP E., RÓNAI A., SZEPESHÁZY K., SZÜCS L., 1975: M-34-XXXV. Kisvárda, L-34-V. Mátészalka. – *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához*. — MÁFI, Budapest, 1–115.
- MOLNÁR J. 1964 A Tokaji-hegység déli részének szerkezeti felépítése *MÁFI Évi jelentés az 1961. évről* p. 493- 503
- NAKADA, S. – SHIMIZU, H. - OHTA K. 1999 Overview of the 1990–1995 eruption at Unzen. – *Volcano Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89 p. 1–22
- NAKADA, S. & MOTOMURA, Y. 1999 Petrology of the 1991–1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89. p. 173–196
- NASEDKIN, V. V. & PETROV, V. P. 1962 Experimental production of a perlitic structure in volcanic glass. – *Dokl. Akad. Sci. USSR*. 146. p. 153-155
- NÉMETH K. - PECSKAY 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, Palhaza, Hungary. – *LASI-II. Physical geology of subvolcanic systems: Laccoliths, sills and dykes. Isle of Skye April 1-3 rd 2006. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 3 p.
- NOBLE, D. C. 1967 Sodium, potassium, and ferrous iron contents of some secondarily hydrated natural silicic glasses *American Mineralogist*, 52, p. 280-286.
- NOSZKY J. 1927 A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. – *Tisza I. Tudományos Társulat Honismereti Bizottság Kiadványa*, Karcag, 149 p.
- Ó.KOVÁCS, L. & KOVÁCS, G.P., 2001, Petrochemical database of the Cenozoic volcanites in Hungary: structure and statistics: *Acta Geologica Hungarica*., 44, 4, p. 381-417.
- Ó.KOVÁCS, L. & KOVÁCS, G.P., 2002 Statistical review of major element data from the miocene tuffs in Hungary. – *Geoinformatics* 13. no. 3. p. 153-166.
- ORTH, K. & MCPHIE, J. 2003 Textures formed during emplacement and cooling of a Proterozoic, small-volume rhyolitic sill. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128. p. 341-362
- ÖZDEMİR, Y. - KARAOĞLU, Ö. - TOLLUOĞLU, A. Ü. - GÜLEC, N. 2006 Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau) The most recent post-collisional volcanism. – *Turkey Chemical Geology* 226. p. 189– 211
- PALLAS, P. S. 1793 Mineralogische neuigkeiten aus Siberien von den marekanitischen Steinen und deren Bergart. – *Neue Nordische. Beiträge*
- PÁLFY M. 1915 A pálháza környéki riolitterület Abaúj-Torna vármegyében. – *Földtani Intézet Évi Jelentés 1914-ről* p. 312-323
- PÁLFY M. 1935 Tanulmányok az Eperjes – Tokaji-hegységben. – *Földtani Intézet Évi Jelentés 1925-28-ról* p: 183-190
- PANTÓ G. 1961 Az ignimbrít kérdés alakulása és magyarországi vetülete. – *MTA M. Oszt. Közl* 29. 1-4 pp.299-232
- PANTÓ G. 1964a A Tokaji-hegység földtani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentése az 1961. évről* p. 471-481
- PANTÓ G. 1964b Az ignimbrít vulkánosság újabb kérdései. – *Földtani Közöny* 94. p. 313-320
- PANTÓ G. 1965 Miocene tuffhorizonte Ungarns *Acta Scientologica Hungarica* 9./ 3-4 p.225-233
- PANTÓ G. 1966 A részletes földtani térképezés tapasztalatai a Tokaji-hegységben. – *MÁFI évi jelentése az 1965. évről* p. 345-349

- PANTÓ G. 1966 IN: BOCZÁN B., FRANYÓ F., FRITS J., LÁNG S., MOLDVAY L., PANTÓ G., RÓNAI A. STEFANOVITS P. 1966: *M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.* – *MÁFI, Budapest*, 1–132.
- PANTÓ G. 1967 A plútói és vulkáni kőzetképződés határkérdései. – *MTA X. osztályának közleményei* p. 68-78
- PEACOCK, M. A. 1931: Classification of igneous rock series. – *Journal of Geology* 39: 54-67.
- PEARCE J. A. – HARRIS, N. B. W. – TINDLE A. G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks *Journal of petrology.* – 25. p. 956-983
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58. p.63–81.
- PENTELENYI L. 1968 Abaújszántó. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. *MÁFI, Budapest* p. 1-52
- PENTELENYI L. 1968 Erdőbénye. Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. *MÁFI, Budapest* p. 1-52
- PENTELENYI L. 1972 A Tokaji-hegység monográfiája. A Tokaji-hegység harmadkornál idősebb képződményei és fedőhegységi üledékei. – *Kézirat. MÁFI Adattár.*
- PENTELENYI L. 1972 Füzeradvány – Széphalom. – *Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat.* – *MÁFI, Budapest* p. 1-60
- PENTELENYI L. SZERK 2005a M-34-127 Gönc M 1:100 000 földtani térképlap – *Magyarország Földtani Térképe 1:100 000 -es sorozat, MÁFI Budapest*
- PENTELENYI L. SZERK 2005b M-34-128 Sátoraljaújhely M 1:100 000 földtani térképlap – *Magyarország Földtani Térképe 1:100 000 -es sorozat, MÁFI Budapest*
- PENTELENYI L. SZERK 2005c M-34-139 Szerencs M 1:100 000 földtani térképlap – *Magyarország Földtani Térképe 1:100 000 -es sorozat, MÁFI Budapest*
- PETROV, V. P. 1957 Ignimbritű i tufovűe lavű, escse o prirode Arktik tufa – *Trudű Lab. Vulk. AN. SzSzsZR.* 14. p. 17-25
- PÉCSKAY Z. - BALOGH K. - SZÉKYNÉ F. V. - GYARMATI P. 1987 A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája *Földtani Közlöny* 117. p. 237-253.
- PÉCSKAY Z. & MOLNÁR F. 2002 Relationships between volcanism and hidrothermal activity in the Tokaj Mountains, Northeast Hungary *Geologica Carpathica, Bratislava* 53. p. 303-314
- PINCZÉS Z. 1960 A Zempléni-hegység déli részének természeti földrajza, *Kandidátusi disszertáció, Debrecen*
- PINCZÉS, Z 1977 Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei *Földrajzi Közlemények* XXV. 1-2 p. 29-45.
- PINCZÉS, Z 1980 Production of planation surfaces and their types as illustrated ont he examples of a tertiary volcanic and of a mesosoic mountain *Acta geographica Debrecina* 1975-76, Tom XIV-XV. p. 5-29.
- PINCZÉS Z. 1998 A Tokaji-hegység geomorfológiai nagyformái – *Földrajzi Értesítő* XLVII. 3. p. 379-393.
- PÓKA T. 1982: Kőzetkémia és szerkezetfejlődés a Kárpát-medence harmad- és negyedidőszaki magmatizmusa példáján. – *Kandidátusi disszertáció, Kézirat, Budapest*, 1982.
- PÓKA, T. 1988. Neogene and Quaternary Volcanism on the Carpathian-Pannonian Region: Changes in Chemical Composition and Its Relationship to Basin Formation. - In: The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution [EDS.: ROYDEN, L.H., HORVÁTH, F.] AAPG Memoir. 45. AAPG Tulsa, Oklahoma and Budapest, Hungary. pp. 257-277.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G., SIMONITS, A., 1998. Petrology and geochemistry of the miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland; Pannonian Basin, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* 41, 437–466.
- PRICE, R. C. - GAMBLE, J. A. - SMITH, I. E. M - STEWART, R. B. EGGINS, S. – WRIGHT, I. C. 2005 An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's North Island. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140. p. 1-24

- PÜSPÖKI, Z. – KOZÁK, M. – KOVÁCS-PÁLFFY, P. – SZEPESI, J. – MCINTOSH, R. – KÓNYA, P. – VINCZE, L. – GYULA, G. 2008 Geochemical records of a bentonitic acid tuff succession related to a transgressive systems tract – tracing of changes in the volcanic sedimentation rate *Clays and Clay Minerals* 56. no. 1 p. 23-38
- RICHTHOFEN F. 1860 Studie aus dem ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. – *Jahrbuch des. Kaiserliches und königliches Geologisches Reichsanstalt* 11. p. 153-278
- ROLLINSON, H. R. 1993 Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. – *Practice Hall New York* p. 1-352
- ROSENBUSCH, H. & E.A. WÜLFING 1907-08 Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine I & II. – 4. Aufl. [in 4 vols.]. *Schweizerbart, Stuttgart*.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. 1955 Water content and other volatiles in volcanic glasses. – *The American Mineralogist* 40. p 1071-1089
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. 1961 Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. – *USGS Professional paper* 366. p. 1-81
- RÓZSA P. - KÁZMÉR M. - PAPP G. 2003 Activities of volcanist and neptunist 'natural philosophers' and their observations in the Tokaj Mountains (NE Hungary) in the late 18th century (Johann Ehrenreich von FICHTEL, Robert TOWNSON and Jens ESMARK). – *Földtani Közlöny* 133/1. p. 125–140
- RÓZSA P. - ELEKES Z. - SZÖÖR GY. - SIMON A. - SIMULÁK J. - UZONYI I. - KISS Á. Z. 2003 Phenocrysts in obsidian glasses. – *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistr.* 256./2 p. 329–337
- RÓZSA P. – GYULA SZ. - ELEKES Z. – GRATUZE, B. - UZONYI I. - KISS Z. Á 2006 Comparative geochemical studies of obsidian samples from various localities. – *Acta Geologica Hungarica* 49/1 p.73-87
- SCHAFARZIK, F. 1904 A magyar korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet kiadványa* p. 49-50
- SCHMINCKE H.-U. 2004 Volcanism. – *Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg* p. 1-324
- SCHWEITZER, F 1993 Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. – *Doktori értekezés tézisei, Budapest*
- SEGHEDI, I. - BALINTONI, - SZAKACS, A. 1998 Interplay of tectonics and neogene post-collisional magmatism in the Intracarpathian region. – *Lithos* 45 483–497
- SEGHEDI, I. – DOWNES, H. - PECSKAY Z. – THIRLWALL, M. F. - SZAKACS A. – PRYCHODKO, M. - MATTEY D. 2001 Magmagenesis in a subduction-related post collisional volcanic arc segment The Ukrainian Carpathians. – *Lithos* 57. p. 237–262
- SEGHEDI, I. - DOWNES, H. - SZAKACS, A. – MASON, P. – MATTHEW, R. D. - THIRLWALL, F. - ROSU, M. F. - PECSKAY Z. - MARTON E. - PANAIOTU, C. 2004 Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. – *Lithos* 72 p. 117–146
- SEGHEDI, I. DOWNES, H. HARANGI, SZ. MASON, P. R.D. PECSKAY, Z. 2005 Geochemical response of magmas to Neogene–Quaternary continental collision in the Carpathian–Pannonian region: A review. – *Tectonophysics* 410 p. 485–499
- SHARP T. G. - STEVENSON R. J. - DINGWELL D. B. 1996 Microlites and “nanolites” in rhyolitic glass: microstructural and chemical characterization. – *Bulletin of Volcanology* 57. p. 631–640
- SHERIDAN, M. F. – FRAZETTA, G. – LA VOLPE, L. 1987 Eruptive history of Lipari and Volcano, Italy, during the past 22000 years. – In FINK J. H. EDITOR The emplacement of silicic domes and lava flows, *Geological Society of America Special Paper* 212. p. 29-35
- SIGURDSSON, H. – SPARKS, R. S. J. 1981 Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from 1875 eruption of Askja, Iceland. – *Journal of Petrology* V. 22. p. 41-84
- SMITH, J. V. 1996 Ductile-brittle transition structures in the basal shear zone of a rhyolite lava flow, eastern Australia. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72. p. 217-223
- SMITH J. V. 2002 Structural analysis of flow-related textures in lavas. – *Earth-Science Reviews* 57. p. 279–297

- SMITH, C. V. – SHANE, P. – IAN, A. – NAIRN, A. I. – WILLIAMS, M. C. 2006 Geochemistry and magmatic properties of eruption episodes from Haroharo linear vent zone, Okataina Volcanic Centre, New Zealand during the last 10 kyr. – *Bulletin of Volcanology* 69. p. 57–88
- STASIUK, M. V. – JAUPART, C. – SPARKS, R. S. J. 1993 Influence of cooling on lava flow dynamics. – *Geology* 21. p. 335–228
- STASIUK, M. V. – JAUPART, C. 1997 Lava flow shapes and dimensions as reflections of magma system conditions. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 78. p. 31–50
- STASIUK, M. V. – BARCLAY, J. – CARROLL, M. R. – JAUPART, C. – RATTÉ, J. C. – SPARKS, R. S. J. – TAIT, S. R. 1996 Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). – *Bulletin of Volcanology* 58. p. 117–130
- STEVENSON, R. J. – BAGDASSAROV, N. S. – DINGWELL, D. B. – ROMANO, C. 1998 The influence of trace amount of water on the viscosity of rhyolite, – *Bulletin of Volcanology* 60. p. 80–97
- STEVENSON, R. J. – DINGWELL, D. B. – WEBB, S. L. – BAGDASSAROV, N. S. 1995 The equivalence of enthalpy and shear stress relaxation in rhyolitic obsidians and quantification of the liquid-glass transition in volcanic processes. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68. p. 297–306
- STEVENSON, R. J. – HODDER, A. P. W. – BRIGGS, R. M. 1994 Rheological estimates of rhyolite lava flows from Okataina Volcanic Centre, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 37. p. 211–221
- STEVENSON, R. J. – BRIGGS, R. M. – HODDER, A. P. W. 1994 Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 37. p. 345–358
- STEVENSON, R. J. – DINGWELL, D. B. – BAGDASSAROV, N. S. – MANLEY, C. R. 2001 Measurement and implication of “effective” viscosity for rhyolite flow emplacement. – *Bulletin of Volcanology* 63. p. 227–237
- STEWART, A. L. – MCPHIE J. 2003 Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124. p. 129–148
- STEWART, A. L. – MCPHIE J. 2006 Facies architecture and Late Pliocene – Pleistocene evolution of a felsic volcanic island, Milos, Greece *Bulletin of Volcanology* 68. p. 703–726
- STRECKEISEN, A. 1979 Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melititic rocks. – *Recommendations and suggestions of the IUGS subcommissions on the Systematics of Igneous Rocks Geology*, 7. p. 331–335.
- SUN, S.-S. & MCDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D. & NORR, M. J. EDITORS *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications* 42. p. 313–345.
- SWANSON, S. E. 1977 Relation of nucleation and crystal growth rate to the development of granitic textures. – *American Mineralogist* 62. p. 966–978
- SWANSON, D. A. – DZURISIN, D. – HOLCOMB, R. T. – IWATSUBO, E. Y. – CHADWICK, W. W. – CASADEWALL, T. J. – EWERT, J. W. – HELIKER, C. C. 1987 Growth of the lava dome at Mount St. Helens, Washington, USA, 1981–1983. – In FINK J. H. EDITOR 1987 *The emplacement of silicic domes and lava flows Geological Society of America Special Paper* 212. p. 1–17.
- SWANSON, S. E. – NANEY, M. T. – WESTRICH, H. R. – EICHELBERGER, J. C. 1989 Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California. – *Bulletin of Volcanology* 51. p. 161–176.
- SZABÓ J. 1866 Tokaj – Hegyalja és környékének földtani viszonyai. – *Matematikai és Természet Tudományi Közlemények* 4. p. 226–303.
- SZABÓ J. 1867 Tokaj – Hegyalja obszidiánjai. – *Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* 3. p. 147–172
- SZAKÁLL S. & WEISZBURG T. ED. 1994 A Telkibányai érces terület ásványai. – *Topographica. Mineralogica. Hungarica*. II. Herman Ottó Múzeum, Miskolc p 258.
- SZAKÁLL S. ED. 1998 A Szerencsi-dombság ásványai. – *Top. Min. Hung* III., Miskolc pp. 1–83

- SZÁDECZKY GY. 1887 A magyarországi Obsidianok, különös tekintettel geológiai viszonyaikra. – *Értekezések a Term. Tud. Köréből* 16. p. 1-64.
- SZÁDECZKY GY. 1890a A Magyarországi rhyolitokról. – *Pótfüzetek a Természet Tudományi Közlönyhöz, az 1890. Évi kötethez* p. 71-77
- SZÁDECZKY GY. 1897a A Zempléni-szigethegység geológiai és közettani tekintetben. – *Természettudományi Társulati Kiadványok* 64 p.
- SZÁDECZKY GY. 1897b Sátoraljaújhelytől ÉNy-ra, Rudabányácska és Kovácsvágás közzé eső terület geológiai és közettani tekintetben. – *Földtani Közlemények* 27/8-10. p. 273-326
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958a On the petrology of volcanic rocks and interaction of magma and water – *Acta Geologica* 5. 2. pp. 197-233
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1958b A vulkáni hegységeink kutatásának néhány alapkérdéséről. – *Földtani Közlöny* 88. pp. 171-200
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959. A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai MTA Műszaki Tudományos Osztályának közleményei 23. 3-4. p. 385-410.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1967 On igneous rock textures their mineralogical composition and cooling curves. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., VIDACS A., VARRÓK K. (1959) – A Mátra hegység neogén vulkanizmusa. – *Az MTA Geokémiai Konferenciakiadványa*, X. Oszt., 35 p, Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. - PANTÓ, GY. - PÓKA, T. - PANTÓ, G. - SZÉKY-FUX, V. - KISS, J. - KUBOVICS, I. 1967: Die Neovulkanite Ungarns. – *Acta Geologica Hungarica* 11. 1-3.
- SZÉKELY A. 1960 A Mátra hegység Ny-i részének eredete és felszinformái. – *Földrajzi Közlemények*, VIII/3 (LXXXIV), p. 251-278
- SZEPESI J.- ÉSIK Zs – VINCZE L. 1999 Egy védett földtani objektum értékfeltáró-minősítő vizsgálata, A Tokaj-Lebuj riolit-perlit feltárás. – *XXIV. Országos Tudományos Diákköri Konferencia Földtudomány tagozat, Környezetföldtan szekció Manuscript DE Ásvány és Földtani Tanszék Adattár*
- SZEPESI J. 2004A A savanyú vulkanizmus sztratigráfiája és területi tagolása ÉK-Magyarországon. – *Nyíregyházi Főiskola Természettudományi Közlemények* 4. p. 261-275
- SZEPESI J. 2004B A Kaszonyi-hegy paleovulkáni rekonstrukciója és geokémiája. – *MTA Sz-Sz-B megyei Tudományos Testület XIII. Tudományos Ülésének konferencia kiadványa, Nyíregyháza* p. 339-349
- SZEPESI J. 2004C A riolitos vulkanizmus formáinak és fácieseinek bemutatása digitális terepmodellek segítségével. – HUNDEM konferencia, *Digitális domborzatmodellezés használata a környezet és mérnöktudományokban konferencia CD melléklete Miskolci Egyetem Természetföldrajzi Tanszék*
- SZEPESI J. 2005A Hidrotermális elválások a Szerencsi-dombság közetein. – In: *Szerencs, tokaj-Hegyalja kapuja a 2005 április 15-16-án megtartott tudományos konferencia előadásai* p. 23-38
- SZEPESI J. 2005B Közettani felépítés és völgyfejlődés kapcsolata miocén vulkáni területen Abaújszántó környezetében. – *Nyíregyházi Főiskola Természettudományi közlemények* 5. p. 261-275
- SZEPESI, J., KOZÁK, M. & PAPP, I. 2006A Facies architecture and petrology of a Badenian shallow subvolcanic rhyolite body, Mulató Hill at Lőrinci, Mátra Mts. (Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 5 3rd "Mineral Sciences in the Carpathians" Conference Abstracts p.116.
- SZEPESI J. 2006B Laboratóriumi kísérletek szerepe a riolitos vulkánkitörések természetének megismerésében és alkalmazásuk a hazai vulkanológiai kutatásokban. – *Nyíregyházi Főiskola Természettudományi Közlemények* 6. p. 251-271
- SZEPESI J. 2007A Az abaújszántói Sátor-Krakó hegycsoport földtani és morfológiai fejlődéstörténete. – In: *Szerencs, Dél-Zemplén központja a IV. Tájföldrajzi Konferencia előadásai* p 95-105
- SZEPESI J. 2007B Textural zonation of the Cser-hill composite rhyolite lava dome, Telkibánya, Tokaj-mountains, Hungary. – *6th International conference of PhD Students, University of Miskolc* p. 249-254.

- SZEPESI J. 2007C Textural zonation and geochemistry of an acidic lava flow base, a case study of Sátor-Krakó range, Abaújszántó, Tokaj-mountains. – *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Geology, Geomorphology, Physical Geography Series* 2. p. 105-115
- SZEPESI J.- KOZÁK M 2008. A telkibányai Cser-hegy-Ó-gönc riolitvonulat fácies genetikai és paleovulkáni rekonstrukciója. – *Földtani Közöny*, 138/1 p. 61-83
- SZÉKYNÉ FUX V.-KOZÁK M.-GYARMATI P. 1982 A Tiszántúl mélyszinti neogén vulkánossága. – *Zárójelentés. I-III. kötet - Kézirat. Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen*, p. 1-341
- SZÉKYNÉ-FUX V. - PÉCSKAY Z. - BALOGH K. 1987 Észak- és Közép-Tiszántúl fedett miocén vulkanitjai és K/Ar kronológiájuk – *Földtani Közlemények* 117. p. 223-235
- SZTERÉNYI H. 1881 Selmeczi és mátrahegységbeli gömbös és sphaerolitos trachytok *Földtani Közöny* 12. p. 31-81
- SZÖÖR GY. 1969 Riolitüveg derivatográfiás, spektrográfiás vizsgálata. *MÁFI Adattár*
- TELEGDI-ROTH K. 1933 Jelentés az 1933. évben Tokaj, Bodrogkeresztúr és Erdőbényefürdő környékén végzett geológiai felvételtől. *Földtani Intézet*
- TELEGDI-ROTH K. 1935 Az 1934. Évben Erdőbénye környékén végzett geológiai felvételtől. *Földtani Intézet Adattár*
- TOLNAY V. 1973 Módszertani közlemények, Kémiai elemzések, *MÁFI* 1973
- TUFFEN H.- GILBERT J.- MCGARVIE D. 2001 Products of an effusive subglacial rhyolite eruption: Bláhnúkur, Torfajökull, Iceland *Bulletin of Volcanology* 63: p. 179–190
- THORDARSON T. & LARSEN G. 2007 Volcanism in Iceland in historical time Volcano types, eruption styles and eruptive history *Journal of Geodynamics* 43. p. 118–152
- TOWNSON R. 1797 Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. *London* XI. p. 261-303
- YOKOYAMA, A, T.- NAKASHIMA B, S. 2005 Diffusivity anisotropy in a rhyolite and its relation to pore structure *Engineering Geology* 80. 328–335
- YILMAZ Y. - GUNER Y. - AROGLU F. S. 1998 Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85. p. 173–210
- VARGA GY 1973 Rózsaszentmárton 1:10 000 földtani térképlap és magyarázó, MÁFI, Budapest p. 1-33.
- VARGA GY. - CSILLAGNÉ T. E. - FÉLEGYHÁZI ZS 1975 A Mátra hegység földtana *MÁFI évkönyve* 16. 575 p.
- VARJÚ GY. 1956 Tolcsva környéki földtani térképezés *MÁFI évi jelentése 1955-56. évről* p. 375-405
- VENDL A. 1927 A magyarországi riolit típusok *Mathematicai és Természettudományi Közlemények* 36. p. 1-96.
- VOLAROVICS, M. P. & LEONTIEVA, A. A. 1937 Untersuchungen der viskosität der obsidiane in Zusammenhang mit der Frage der Genesis des Bimssteines. – *Dokl. Akad. Nauk. SzSzSzR* 17. 8. p. 423-425
- VOLAROVICS, M. P. 1944 Opüti po nagrevanju obszidianov pod davleniem v szvjazi sz voproszom genezisza pemzü. – *Zap. Vszerosz. Minaralog* 13. No. 1
- WALLACHER, L. 1993 A magmás és metamorf kőzetek I-II. – *Tankönyvkiadó, Budapest*
- WALTER T.R., & TROLL V.R. 2001 Formation of caldera periphery faults: an experimental study. – *Bulletin of Volcanology* 63. pp. 191-203
- WEAVER B L, TARNEY J 1984 Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-577
- WESTRICH H.R. & EICHELBERGER J.C. 1994 Gas transport and bubble collapse in rhyolitic magma: an experimental approach. – *Bulletin of Volcanology* 56 447–458
- WILLIAMS H. 1932 The history and character of volcanic domes. – *University of California publications in geological sciences* 21. p. 241-263
- WHITEHEAD, J., & GRIFFITHS, R., 2001 Morfological instabilities in flows with cooling, freezing or dissolution. – In: BALMFORTH, N. & PROVENZALE A. EDITORS *Journal of Fluid Mechanics First edition, Springer-Verlag, New York*, p. 138-163.

- WOLF, H. 1868 Die Gegend zwischen Korlát-Fony und Szántó-Gibárt. – *Verhandlung des königlichen kaiserlichen Geologische Reichsanstalt* 12. p.278-279
- WOLF, H. 1878 Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung van Hajdú-Nánás, Tokaj, und Sátor-Alja-Ujhely. *Jahrbuch des königlichen und kaiserlichen Geologische Reichsanstalt* 19. p. 235-264
- ZELENKA T. 1964 A Szerencsi-öböl tufaszintjei és fáciesei. – *Földtani Közlöny* 94. p. 33-52
- ZELENKA T. 2000 A Tokaji-hegység vulkáni szerkezeteinek távérzékeléses (űr és légifotó) vizsgálatai. – *Földtani kutatás* 37. 4. p. 13-17.
- ZELENKA T. 2001 Hazai perlit előfordulások földtani viszonyai. – *Miskolci Egyetem közleményei A sorozat, Bányászat* 60. p. 55-70.
- ZENTAI P. 1964 A Tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai *MÁFI évi jelentése 1963. évről* p. 264-277
- ZIPSER C. A. 1817 Versuch eines topografisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. – *Oedenburg*
- ZIRKEL F. 1867 Mikroskopische Untersuchungen über die glasigen und halbglasigen Gesteine – *Zeitschrift Deutsche Geologische Res* 19. p. 737-802
- ZIRKEL, F. 1873 Die mikroskopische beschaffenheit der mineralien und gesteine. – *Leipzig* p. 265-345.

Internetes források:

www.googleearth.com

<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/Nave/html/S00/Idaho.html>

<http://www.swisseduc.ch/stromboli/perm/vulcano/photoslipari-en.html>

<http://vulcan.wr.usgs.gov/>

17. Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet szeretném kifejezni témavezetőmnek a munka során biztosított szakmai támogatásért és publikációim és a dolgozat kéziratának gondos revíziójáért.

Nagy hálával tartozom Gyarmati Pálnak, aki vulkanológiai kutatási tapasztalatainak átadásával, forrásanyagok rendelkezésre bocsátásával, szakmai konzultációkkal és az értekezés előbírálati munkájában való részvétellel járult hozzá munkám sikeréhez.

Köszönetemet fejezem ki Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszék azon dolgozóinak, akik a közetminták geokémiai, vékonycsiszolat vizsgálati előkészítésében és elemzésében részt vettek.

Köszönet munkatársaimnak a Nyíregyházi Főiskola Turizmus és Földrajztudományi Intézetében, ahol az oktatási feladatok ellátása mellett megfelelő időkeretet kaptam a tanszéki profiltól jelentősen elütő kutatómunka eredményes befejezéséhez.

Köszönet az intézmény tudományos bizottságának a PhD. fokozatszerzési eljárás, a konferenciákon történő részvétel és a nemzetközi szakirodalom beszerzéséhez nyújtott anyagi támogatásért.

Köszönet az Interstone Kft munkatársainak önzetlen segítségéért, amelyet a nagymértetű felületi csiszolatok vágásánál nyújtottak.

Végül, de nem utolsósorban hálámat fejezem ki feleségemnek, Zsuzsának, a családi tennivalók melletti folyamatos támogatásáért.

18. ÁBRAJEGYZÉK

2.1. ábra A vizsgált feltárások áttekintő térképe	17
4.1. ábra Fenokristályok fragmentációs típusai	30
5.1. ábra A haumingi lávaár felső részének hőmérséklet/mélység profilja	38
6.1. ábra A zárt illóvándorlási modell elvi vázlata	39
6.2. ábra A nyílt illóvándorlási modell elvi vázlata	40
6.3. ábra Egy riolitos kaldera felülnézetiképe (a) és tömbszelvénye (b,) a jellemző szerkezeti elemekkel	42
6.4. ábra Egy endogén savanyú lávadóm fejlődésének elvi modellje fáciesövekkel	43
6.5. ábra Az áramvonalak elvonszolódásának elvi sémája	46
6.6. ábra Egy sekélyszubvulkáni intrúzió (dike) görbült oszlopai	46
6.7. ábra Lávaáramlási ellipszoid kialakulása a radiális és koncentrikus húzóerők, valamint a hőmérséklet változás függvényében	46
6.8. ábra Parabolaszerű oszlopos elválási felületekkel jellemezhető lávaáramlási ellipszoid a pálházai perlitbánya felső udvarában	46
6.9. ábra Egy savanyú lávaár szerkezete és fáciesövei	47
6.10. ábra Egy savanyú lávafolyás középső zónájának fáciesövei és folyamatai	47
7.1. ábra A Kárpát-medence szerkezeti viszonyai és vulkanizmusa felső-bádeni-szarmata (A), a szarmata (B) és a pannon (C) korszakban	50
7.2. ábra A vizsgált vulkáni területek mélyfúrásainak vulkanosztratigráfiailag tagolt rétegsorai	55
9.1. ábra A Mulató-hegyi kőfejtő helyszínrajza	60
9.2. ábra A Lőrinci Mulató-hegy oldalszelvények alapján készült elvi szelvénye	64
9.3. ábra A Lőrinci Mulató-hegy kialakulási szakaszainak elvi vázlata	66
10.1. ábra ATokaji-hegység savanyú vulkanosztratigráfiai egységeinek előfordulási területei a savanyú lávaközetek körzetek feltüntetésével	69
10.2. ábra Az Ósva-patak menti vizsgálati terület egyszeűsített helyszínrajza	73
10.3. ábra A Telkibánya-Kőgáti perlit kutató fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények helyszínrajza	76
10.4. ábra A kőgáti nyersanyag kutatási terület fúrás rétegsoraiból szerkesztett vulkán rekonstrukciós szelvények az azonos fáciesövek korrelációs határvonalaival	79
10.5. ábra A Kőgáti lávaár tagolása a lávaárak általános fáciestani modellje	80
10.6. ábra Az áthalmazott riolittufa és a lávadóm olvadék érintkezésén a hűlési sebesség függvényében létrejött a terepi megfigyeléseken alapuló elvi fácies sorrend	80
10.7. ábra Abaújszántó környezetének földtani térkép	88
10.8. ábra A Bodrogkeresztúri nyereg fedett földtani térképe	93
10.9. ábra A Chateau Dereszla pincerendszer helyszínrajza, a fáciesövek elrendeződésével, a vetőzóna dőlésadataival	97
10.10. ábra A Tokaj-Lebuj feltárás fáciestani (a,) és térfoglalási és fáciestani szelvényrajza	102
10.11. ábra A Badlands lávaár (DNy-Ohio, USA) két különböző vastagságú lávaárjának a hűlés függvényében számított hőmérsékleti görbesorozata	103
11.1. ábra A Kaszonyi-hegy 3 dimenziós felszínmodellje és fedett földtani térképe	106
11.2. a-b. ábra A Szádóg gerinc homlokfrontjába mélyült kőfejtő lávaárfácisei	111
14.1. ábra. A telkibányai Ósva-völgy, Kőgáti lávaár mélység függvényében rendezett $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ és Na_2O adatai	137
14.2. ábra A telkibányai Ósva-völgy, Kőgáti lávaár mélység függvényében rendezett Na_2O és H_2O adatai	137
14.3. Savanyú lávafáciesek elemenkénti boks diagramjai (Tokaji-hegység északi riolitterület)	138
14.4. ábra. Szferokristály pásztázó elektronmikroszkópos felvétele	139
14.5. ábra A riolitos perlit, riolit-perlit átmenti övénél pásztázó elektronmikroszkópi felvétele	140
14.6. ábra A vizsgált fáciesek termoanalitikai elemzési görbéi	141
14.7. ábra Tokaji-hegység, Mátra és magyar-ukrán határmenti vulkanitok regionális összehasonlító adatai a TAS diagramban	145
14.8. ábra Tokaji-hegység, Mátra és magyar-ukrán határmenti vulkanitok regionális összehasonlító adatai a MALI diagramban	145

14.9. ábra Tokaji-hegység, Mátra és magyar-ukrán határmenti vulkanitok regionális összehasonlító adatai az $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagramban	145
14.10. ábra Tokaji-hegység, Mátra és magyar-ukrán határmenti vulkanitok regionális összehasonlító adatai az $\text{R}_1\text{-R}_2$ diagramban	145
14.11. ábra Savanyú vulkáni körzetek főelem analíziseinek Harker variációs diagramjai.	145
14.12. ábra Magyarországi és ukrán határ menti savanyú vulkanitok Harker variációs nyomelem diagramjai	147
14.13. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok primitív köpenyre normált (SUN & McDONOUGH 1989) nyomelem diagramja.	148
14.14. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok kéregátlagra normált (WEAVER & TARNEY 1984) nyomelem diagramja.	148
14.15. ábra Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok kondritra (BOYNTON 1984) normált ritkaföld adatai.	149
14.16. ábra A magyarországi és ukrán határmenti savanyú vulkanitok területileg csoportosított boksdiagramjai.....	150
14.17. a, b, ábra A savanyú olvadékok két eltérő fejlődési típusának elvi geokémiai modellje.	154

2.1. táblázat A savanyú vulkanizmus fáciesének és jelenségeinek hazai és nemzetközi kutatástörténete a genetikai rendszerek fejlődésének tükrében.....	9
2.2. táblázat A savanyú vulkáni provinciák sztratifikai, fáciestani és geokémiai adatbázisa.....	
3.1. táblázat A főelemek meghatározásánál alkalmazott elemzési módszerek	20
4.1. táblázat A vizsgálati területek mélyfúrás ismeretessége	22
4.2. táblázat Az olvadék fiziko-kémiai tulajdonságai alapján definiálható savanyú lávafáciesek	23
4.3. táblázat A savanyú lávák leggyakoribb szerkezeti elemei	23
4.4. táblázat Lávafáciesek és szövettípusok genetikai rendszere és kialakulása a savanyú erupciós ciklusok során	25
4.5. táblázat Savanyú lávafáciesek makroszkópos vizsgálatában alkalmazott módszerek.....	26
4.6. táblázat A savanyú vulkáni kőzetek szöveti jellemzésére javasolt IUGS szöveti definíciók	27
4.7. táblázat Savanyú lávakőzetek szövettípusai és definíciói, az alkalmazható IUGS definíciókkal és szakirodalmi hivatkozásokkal.....	29
4.8. táblázat A savanyú vulkanitok mikroszkópi vizsgálatának módszertani kérdései	29
5.1. táblázat A savanyú lávafáciesek szöveti tulajdonságai a jellemző hűlési paraméterekkel.....	37
6.1. táblázat A lávadómok jellemzői a térfoglalási környezetek függvényében	45
6.2. táblázat A lávaárak jellemzői a térfoglalási környezetek függvényében	48
7.1. táblázat A vizsgált területek savanyú és intermedier vulkáni termékeinek időbeli tagolása a lehetséges olvadékgenerációs mechanizmusokkal	49
7.2. táblázat A savanyú vulkanizmus vulkanosztratifikai egységeinek radiometrikus koradatai...	54
9.1. táblázat A Lőrinci- mulató hegyi riolit lávafáciesének szöveti, szerkezeti jellemzése és genetikai értelmezése.....	61
9.2. táblázat A Lőrinci Mulató-hegyi savanyú kőzetváltozatok ásványtani, szöveti jellemzése.....	62
9.3. táblázat A kriptodómok kontakt zónáiban alkalmazott szöveti definíciók (CAS & WRIGHT 1987) A fáciesek eróziós megmaradása és paleovulkáni azonosíthatósága is nagyon jó.....	63
10.1. táblázat A telkibányai savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői	75
10.2. táblázat A lávadómok és a Kőgáti lávaár perlit és riolit fáciesének szöveti jellemzői, és paleovulkáni értelmezése a kőzetgenetikai folyamatok időbeliségének függvényében.....	74
10.4. táblázat A Sátor-Krakó lávaárszerkezetének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében.....	89
10.3. táblázat Az abaújszántói savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői	90
10.5. táblázat A Sátor-Krakó lávafáciesének szöveti tulajdonságai	91
10.6. táblázat A Tokaj-Lebuj feltárás lávafáciesének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és idő kapcsolatrendszerének függvényében.....	95
10.7. táblázat A Dereszla összetett lávadóm szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében.....	98
10.8. táblázat A tokaji Nagyhegy környéki savanyú vulkanitok szöveti-ásványtani jellemzői	98

10.9. táblázat A Tokaj-Lebuj alsó dóm és felső lávaár riolitjának szerkezeti elemei	100
11.1. Táblázat A Kaszonyi-hegyi riolit szöveti-ásványtani jellemzői.....	108
11.2. táblázat A Kaszonyi-hegy lávaárszerkezetének szöveti-szerkezeti jellemzői és a térfoglalási folyamatok értelmezése a fáciesek tér és időbeli kapcsolatrendszerének függvényében.....	109
12.1. táblázat A többléptékű szövetanalízis eredményei alapján definiálható fáciesek mikro-makroszvöveti és fáciesgeomteriai sajátosságai, a lávaár és dóm térfoglalás függvényében	115
12.2. táblázat A fáciestani vizsgálatok összefoglaló-értékelő táblázata.....	119
12.3. táblázat A szubareális lávaarak fáciestani vizsgálatok összegző táblázata	125
12.4. táblázat A lávadóмок fáciestani vizsgálatainak összegző táblázata	125
13.1 táblázat Az ÉK-magyarországi savanyú lávaközet előfordulások modális összetételi és szövöti vizsgálatainak összefoglaló tábláza	128
13.2. táblázat A Tokaj-Lebuj közetmintáinak röntgenelemzési adatai	131
13.3. táblázat A lörinci Mulató-hegy agyagosodott közetmintáinak röntgenelemzési adata	132
14.1. táblázat A geokémia elemzések összesítő táblázata.....	134
14.2. táblázat A Tokaji-hegység, északi riolitterület főelem adatsorainak fáciesenkénti megoszlása. A sorrend a lávadóмок és lávaarak 6.1. táblázat,	135
14.3. táblázat A szferokristály pásztázó elektronmikroszkópban 1 µm vizsgálati élhosszal mért főelem összetétel értékek	139
14.4. táblázat Pásztázó elektronmikroszkopda félkvantitatív elemösszetétel vizsgálatainak eredményei	140
14.5. táblázat Rétegszilikátok termoanalitikai adatai	142
14.6. táblázat Magyarországi és határmenti savanyú vulkanitok koncentráció viszonyait leíró Ce_N/Yb_N , Eu/Eu^* és ΣREE_{ppm} területi átlagértékei.....	149
14.7. táblázat A savanyú lávaközet előfordulások fő, nyom és ritkaföld elem eloszlási jellemzői. 155	

19. FÜGGELÉK

I. KÁRPÁT-MEDENCEI SAVANYÚ VULKANITOK ÖSSZEHASONLÍTÓ JELLEMZÉSÉHEZ FELHASZNÁLT TELJES GEOKÉMIAI ADATSOROK

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO₂	73,6	77,2	76,7	74,9	74,7	73,1	72,5	73,2
TiO₂	0,195	0,081	0,078	0,081	0,074	0,332	0,359	0,258
Al₂O₃	13,5	12,1	12	12	11,8	13,2	14	13,5
Fe₂O₃	2,05	0,605	0,45	1,24	0,96	2,8	1,73	1,92
FeO	<0,02	0,045	0,76	0,044	0,18			0,17
MnO	0,045	0,011	0,025	0,025	0,023	0,1	0,017	0,022
MgO	<0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,253
CaO	1,27	0,709	0,668	0,848	0,679	1,07	1,25	2,26
Na₂O	3,96	3,11	3,19	2,79	2,66	3,66	3,71	3,52
K₂O	4,38	5,34	5,19	4,86	5,26	4,6	4,29	3,03
P₂O₅	<0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	<0,15
+H₂O	0,57	0,49	0,56	3	3,48	0,8	1,28	0,99
-H₂O	0,25	0,12	0,05	0,13	0,09	0,1	0,62	0,58
Össz.	100,14	100,11	99,97	100,218	100,206	100,06	100,05	99,85
Cu	22,5	16	13	16,2	36	11,6	14,7	3
Zn	62,2	35,6	48	57,9	72	51,8	39,1	35
As	10,9	5,99	5,67	5,81	10,6	6,85	7,58	
Rb	172	197	191	208	205	172	172	111
Sr	65	16,9	16,9	16,9	8,4	101,4	101,4	131
Y	38,9	31,1	25,8	25,8	26,3	33,8	44,5	25
Zr	248	97,2	89,6	91,3	69,8	285	313	207
Nb	14,2	10,5	10,1	10,6	9,07	14,3	16,7	15
Sb	0,7	0,18	0,23	0,21	0,14	1,81	2,47	
Cs	6,07	9,28	9,77	9,76	9,21	5,64	8,67	
Ba	645	170,22	134,38	152,3	53,7	895,9	949,6	619
La	45,9	47,9	39,9	46,2	25,6	31,5	40,3	26,2
Ce	81,8	85,7	80,8	90,6	52,4	63,5	81,4	48
Pr	11,4	10,8	9,39	10,7	6,44	7,87	10,5	5,5
Nd	42,4	37,3	30,9	35,6	24,6	29,4	37,8	19,1
Sm	8,93	7,89	6,22	6,57	4,97	5,56	8,22	3,4
Eu	0,85	0,21	0,19	0,2	0,15	1,23	1,52	0,8
Gd	7,64	6,05	5,1	5,16	4,46	6,35	6,81	3,3
Tb	1,35	0,99	1	0,9	1	1,14	1,2	
Dy	7,09	5,2	4,78	4,83	4,51	6,85	8,38	3,5
Ho	1,79	1,26	1,12	1,09	1,14	1,34	1,69	0,7
Er	4,22	3,15	2,95	2,9	2,67	3,52	4,49	2
Tm	0,81	0,64	0,56	0,61	0,42	0,59	0,56	
Yb	3,98	3,05	2,6	2,81	2,74	3,32	5,1	2,2
Lu	0,6	0,48	0,41	0,43	0,45	0,53	1,04	0,4
Hf	6,31	0,92	0,4	0,83	1,65	6,25	7,23	
Ta	1,18	1,13	1,08	1,05	1,05	1,57	1,54	
Pb	22	30,3	30	33,8	52	30,04	36,9	14
Th	18,3	24,4	24,3	23,3	18,2	17,3	20	12
U	4,06	4,64	5,02	4,55	4,05	5,11	3,88	

1. táblázat A Tokaji hegységi előfordulások, Lőrinci Mulató-hegy és a Kaszonyi-hegy az értékezéshez készült fő, nyom ritkaföld elemek (Készült: MÁFI Geokémiai Laboratórium, ICP-MS elemelte: Ballókné, Kiss B.) 1. Abaujszántó, Krakó riolit, 2. Tokaj-Lebuj riolit, 3. Tokaj-Lebuj, osbszidián jellegű perlit, 4. Bodrogkeresztúr Dereszla horzsás perlit, 5. Lőrinci, Mulató-hegy, riolit, 6. Lőrinci, Mulató-hegy, vitrofir, 8. Barabás, Kaszonyi-hegy, riolit (Má)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	76,25	74,24	72,98	75,16	74,6	74,15	74,93	76,34
TiO ₂	0,07	0,2	0,2	0,09	0,09	0,09	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	12,62	13,16	15,03	13,92	14,02	14,83	13,76	13,22
Fe ₂ O ₃	1,94	1,78	1,79	1,39	1,29	1,39	1,39	1,19
FeO								
MnO	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	0,23	0,13	0,16	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06
CaO	0,84	1,26	1,43	0,99	1,24	1,36	1,24	0,95
Na ₂ O	3,59	3,76	3,58	3,58	3,68	3,58	3,46	3,48
K ₂ O	4,18	4,65	4,28	4,08	4,38	4,08	4,26	4,08
P ₂ O ₅	0,23	0,04	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,04
+H ₂ O	0	0,28	0,22	0,4	0,25	0,17	0,25	0,15
-H ₂ O		0,35	0,06	0,12	0,13	0	0,33	0,29
Össz.	99,96	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,9
Cu	8	3,8	1,5	2,8	0,9	23,3	2,1	1
Zn	38							
As		9,5	10	6,7	6,7	7,5	7,3	6,1
Rb	171	215	237	182	201	221	201	179
Sr	46	64	78	56	68	75	64	55
Y	40	23	32	25	28	34	27	20
Zr	96	137	179	103	135	138	114	52
Nb	12	13	15	15	16	19	17	11
Sb		0,7	0,6	0,3	0,5	0,4	1,8	0,3
Cs		9,2	10,4	7,6	8,8	9,9	9,2	9,6
Ba	766	522	649	533	638	729	635	407
La	40	35	39	30	39	41	38	24
Ce	63,18	71,5	86,2	65,2	72,8	80,6	72,8	49,1
Pr	8,23	7,9	9,8	6,8	8,4	9,4	7,9	6,1
Nd	32,18	24,7	35,3	25,4	29,3	34,6	29	19,2
Sm	6,85	5,7	7,6	5,6	6,1	7,2	5,6	3,5
Eu	0,56	0,7	0,9	0,6	0,5	0,8	0,8	0,1
Gd	6,64	6,5	10,7	6	7,3	11,6	7	4,6
Tb		0,8	1,2	0,7	0,9	1,1	0,8	0,7
Dy	7	4,9	6,7	4,5	5,6	7,1	5,4	3,7
Ho	1,28	1	1,3	1	0,9	1,3	0,9	1
Er	4,15	3,2	4	2,7	3,6	4,4	3,2	1,8
Tm		0,4	0,5	0,3	0,5	0,6	0,4	0,4
Yb	3,51	2,9	4,2	3	2,9	3,7	3,3	2,2
Lu	0,56	0,5	0,7	0,5	0,6	0,7	0,5	nd
Hf		5	5,6	3,4	5,4	5,3	4,2	1,4
Ta		1,2	1,4	1,5	1,3	1,9	1,3	1,7
Pb	26	22	35,8	34,2	29,4	36,4	2,8	29,3
Th	22	22,8	29,6	24,4	26	32,4	25,4	16
U		5,7	7,4	5,4	5,9	7,1	6	8,5

2. táblázat Tokaji-hegységi fő, nyom ritkaföld elemsorok 1. Telkibánya, Cser-hegy riolit, (DOWNES ET AL. 1995), Tokaji-hegységi obszidián elemzések (RÓZSA ET AL. 2006): 2. Mád, 3. Erdőbénye, 4. Sima, 5. Tolcsva, 6. Tolcsva Tér-hegy, 7. Tolcsva, Ciróka 8. Vinicky, Szlovákia

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO₂	73,58	73,77	73,26	74,58	74,51
TiO₂	0,25	0,23	0,25	0,17	0,21
Al₂O₃	14,28	13,88	14,08	13,46	13,58
Fe₂O₃	2,1	2,22	2,33	1,89	1,69
FeO					
MnO	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,64	0,5	0,62	0,48	0,79
CaO	2	2,06	2,28	1,54	1,59
Na₂O	3,56	3,76	3,61	3,89	3,71
K₂O	3,18	3,18	3,15	3,57	3,47
P₂O₅	0,1	0,09	0,12	0,1	0,15
+H₂O	1,37	1	0,88	0,61	1,18
-H₂O					
Össz.	101,9	100,7	100,6	100,3	100,8
Cu	3	4	4	1	2
Zn	35	36	42	38	39
Rb	111	111	110	122	116
Sr	131	132	144	101	116
Y	25	24	23	32	26
Zr	207	196	208	175	203
Nb	15	15	15	23	27
Sb					
Cs					
Ba	619	625	595	656	726
La	26,2	30,3	29,1	40,7	39,6
Ce	48	55,1	54,8	79,7	73,7
Pr	5,5	6,1	5,9	8,8	7,8
Nd	19,1	20,2	19,8	29,1	25
Sm	3,4	3,8	3,7	5,5	4,5
Eu	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
Gd	3,3	3,7	3,6	5,4	4,2
Tb					
Dy	3,5	4	3,8	5,5	4,2
Ho	0,7	0,8	0,8	1,1	0,9
Er	2	2,4	2,2	3,1	2,5
Tm					
Yb	2,2	2,5	2,4	3,2	2,7
Lu	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Hf					
Ta					
Pb	14	15	15	17	20
Th					
U					

3. táblázat Kaszonyi-hegy és Beregszász környéki (SEGHEDI ET AL. 200,) fő, nyom és ritkaföld
elemsorok 1. Kaszonyi-hegy, Barabás, riolit, 2. Kaszony, riolit, 3. Bégány, riolit, 4. Beregszász,
Ardó-hegy, riolit, 5. Beregszász, Hajas-hegy, riolit

II. FÉNYKÉP TÁBLÁK

1. SAVANYÚ LÁVATESTEK NEMZETKÖZI ANALÓGIÁI

a. tábla Savanyú lávadómok

<i>1.1. fotó</i>	
<i>1.2. fotó</i>	
<i>1.3. fotó</i>	<i>1.4. fotó</i>
<i>1.5. fotó</i>	<i>1.6. fotó</i>

1.1. fotó A környezetéből exhumálódott Momo-Iwa dacit kriptodóm (nyíl a déli oldalon) (GOTO & MCPHIE 1998). A dóm félgömb alakú, oldalán enyhe dőlésű vulkanoszediment rétegekkel.

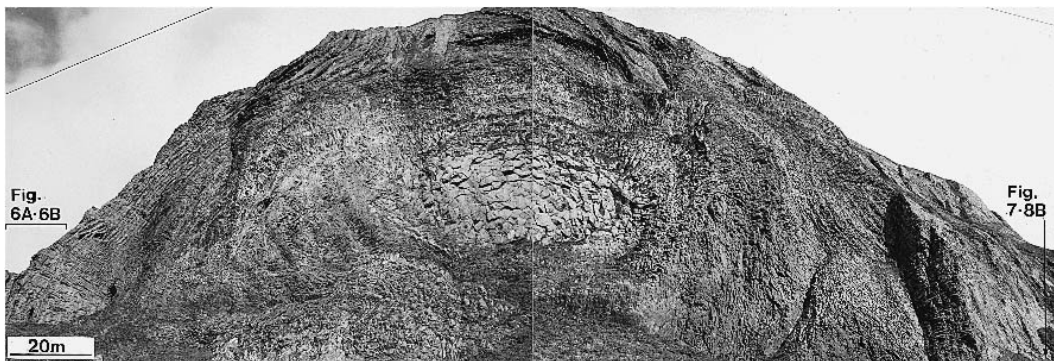
1.2. fotó A Momo-Iwa dóm Ny-ról. A folyásosság jól láthatóan párhuzamos a dóm külső felszínével (GOTO & MCPHIE 1998)

1.3. fotó 2 lávalebeny az Unzen vulkán DNy-i oldalán (1992 jan. 20. NAKADA ET AL 1999). A lebenyek homlokfrontja előtérben jól látható a folyamatos fragmentáció eredményeként képződő törmeléklető.

1.4. fotó Az Unzen extrúziós ciklusának vége, az endogén dóm blokkos lejtője, csúcsán lávatüvel (1995 május 15., NAKADA ET AL 1999)

1.5. fotó A Mount St Helens lávadóm légi felvétele (fotó: USGS, 1983 máj. 26, L. TOPINKA, <http://vulcan.wr.usgs.gov/>) A blokkosan aprózódott taluson friss láva exogén extrúziója látható.

1.6. fotó A Mount St Helens lávadóm meredek törmelékletőjének felvétele (fotó: USGS, 1983 máj. 26, L. TOPINKA, <http://vulcan.wr.usgs.gov/>)



b. tábla Savanyú lávaárak

<i>1.7. fotó</i>	<i>1.8. fotó</i>
<i>1.9. fotó</i>	<i>1.10. fotó</i>
<i>1.11. fotó</i>	<i>1.12. fotó</i>

1.7. fotó A Little Glass Mountain (Medicine Lake Highland Volcano, Kalifornia, USA) műhold felvétele (forrás: www.googleearth.com) A képen sötétebb és világosabb sávok kirajzolják a lávamozgás egyenetlenségeinek eredményeképpen keletkezett lávaredőket. A világosabb sávokat horzsás obszidián a sötétebbeket masszív obszidián építi fel. Képszélesség 4 km.

1.8. fotó A Big Obsidian Flow (Newberry kaldera, Oregon, USA) légi felvétele. Jól kirajzolódik a meredek lávaár front és a blokkosan fragmentálódott lávafelszín.

1.9. fotó Miocén lávaár oszlopos riolitból álló centrális zónája Snake River Plain vulkáni terület, Hell's kanyon , Idahó-Oregon határ mentén (forrás: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu>)

1.10. fotó Intenzíven fragmentálódott obszidián blokk a Rocche Rosse (Lipari, Olaszország) lávaár bázisának közeléből. (forrás:<http://www.swisseduc.ch>)

1.11. fotó A Big Obsidian Flow (Newberry kaldera, Oregon, USA) blokkos lávaár frontja

1.12. fotó A Big Obsidian Flow (Newberry kaldera, Oregon, USA) felszínének közeli részlete. A hirtelen lehűlt anyag a belső részek további mozgása miatt intenzíven összetöredezett. A sötétebb anyag fluidális obszidián, a fehér részeket sokkal porózusabb, horzsás részletek alkotják (forrás: SCHMINCKE 2004)



2. A LŐRINCI MULATÓ HEGY LÁVAFÁCIESEI

2.1 tábla A Lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő fejtési szintjeinek terepi felvételei

2.1. fotó	2.2. fotó
	2.3. fotó
	2.4. fotó

2.1. fotó A lőrinci Mulató-hegy 2. fejtési frontjának (164m) panoráma felvétele a szerkezeti elemek lefutási vonalaival

2.2. fotó Az alsó udvar (154m) terepi felvétele, a Ny-i falon itt is jól látszik a lemezesség meredek lefutási vonala, az álláspont alatt tárult fel a kontaktöv(8.4 fotó), ettől balra (K-felé, nyíllal jelölve) a szulfidos ércindikáció jelentkezett.

2.3. fotó Az alsó udvar K-i falának görbült, elvonszolódó oszlopai kihülés közbeni kismértékű mozgásra utalnak

2.4. fotó A hialoklasztizálódott és agyagosan elbontott kontakt zóna az alsó zóna fejtési frontján



2.2 tábla A lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő láva fáciesei és fedőképződményei

2.5. fotó	2.6. fotó
2.7. fotó	2.8. fotó
2.9. fotó	2.10. fotó
2.11. fotó	2.12. fotó

A képződmények ismertetése a fekü irányából a fedőképződmények felé halad. Helyzetük a 9.1 ábrán azonosítható

2.5. fotó Hialoklasztizálódott, bontott alsó kontaktöv. A földes sárgásbarna, vöröses agyagos mátrixban az alsó vitrofir öv sötét színű pillow-szerűen legömbölyödő darabjai ülnek.

2.6. fotó Az alsó fluidális vitrofir zóna, sávozottságát a fekete üveges és a barnás, alapanyag krisztallizációt szenvedett, limonitos sávok váltakozása rajzolja ki. Az oszlopos elválási felületen agyagos bekérgezés jelentkezik.

2.7. fotó „In-situ” riolit autobreccsa terepi makrofelvétele. A cm-dm nagyságú nagyobb darabokból és az ezek mentén szabálytalanul összefogazódó törmelékből álló képződmény, lokálisan, a riolitöv bázisán jelentkezett. Kialakulása a megszilárdulás közbeni kismértékű olvadákmozgáshoz köthető.

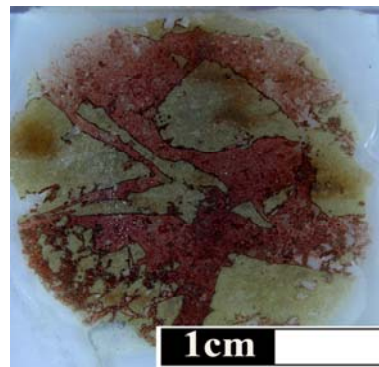
2.8. fotó Az autobreccsa vékonycsiszolatának makrofotója. A vöröses, erőteljesen oxidálódott mátrix épebb zöldesszürke törmeléket ágyaz magába. A bal oldalon szögletes darabról leváló törmelék jól szemlélteti a fragmentáció utáni kis mértékű mozgást.

2.9. fotó Aktív fejtési fal a középső (II.) udvar K-i oldalán (2002-ben) A riolit centrális zónáját oszlopos (Ø m) és pados (dm) elválási felületek tagolják

2.10. fotó A vörös riolit terepi makrofotója. A padosság vonalain belül nagyméretű gázhólyagok egyesülésével és ellapulásával létrejött szabálytalan lefutású „lemezes” elválási felületek is kialakultak.

2.11. fotó Oszlopos andezitkavics a feltárás az ÉK-i részén fedőképződményként jelentkezik. . A riolittest első exhumációja után a Pannon-beltó partvonalra menti abrázio terméke lehet.

2.12. fotó Sárgásszürke laza homok a feltárás K-i oldalán, a Nagyalföldi Tarkagyag Formáció Rózsaszentmártoni Tagozatához tartozó fácies a Pannon-beltó mélyebb víz, széntelepmentes üledéke.



2.3 tábla A lőrinci Mulató-hegyi riolitkőfejtő láva fáciesének makro- és mikroszkópi felvételei

2.13. fotó	2.14. fotó
2.15. a,b,c,d fotó	
2.16. fotó	2.17. fotó
2.18. fotó	2.19. fotó

2.13. fotó Az központi, függőleges agyagos elbontás öveiben a vörös riolit szinte teljes egészében fehérre fakult, fenokristályai kimállottak.

2.14. fotó A központi agyagos övtől távolodva az elbontás a elsődleges porozitás függvényében már csak a hűlési felületek és a repedések környezetére korlátozódik.

2.15. a,b,c,d fotó

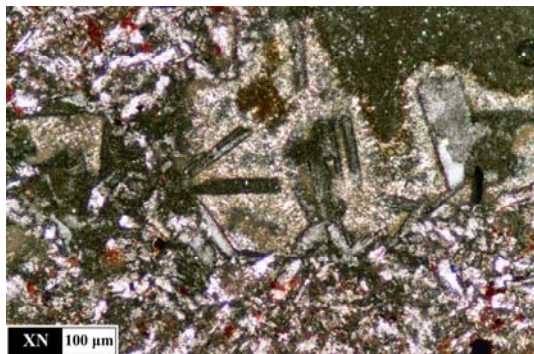
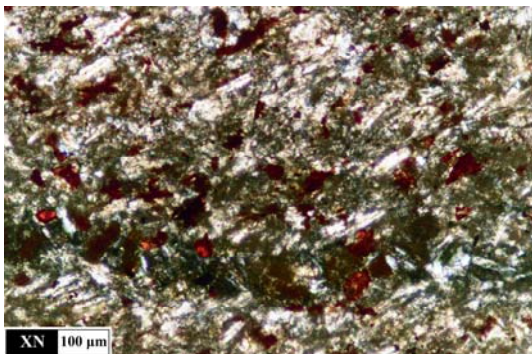
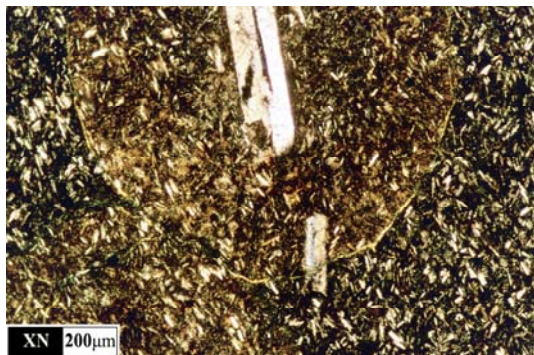
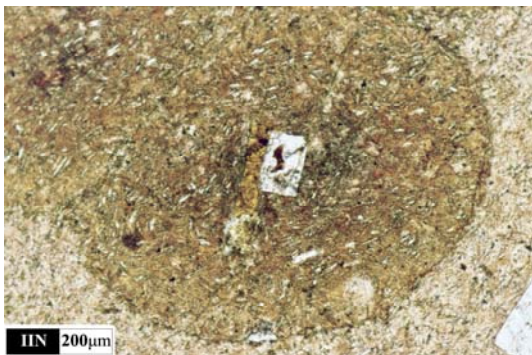
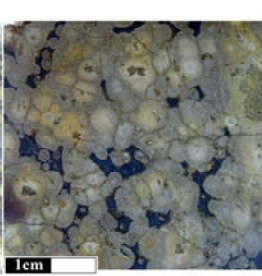
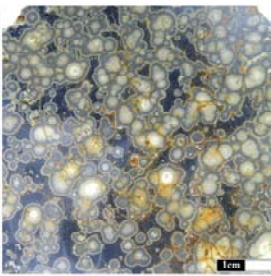
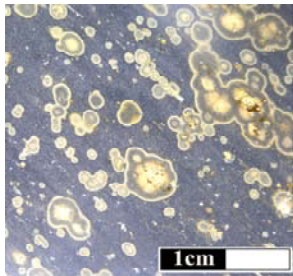
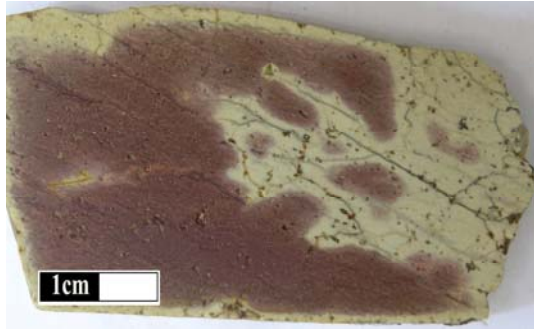
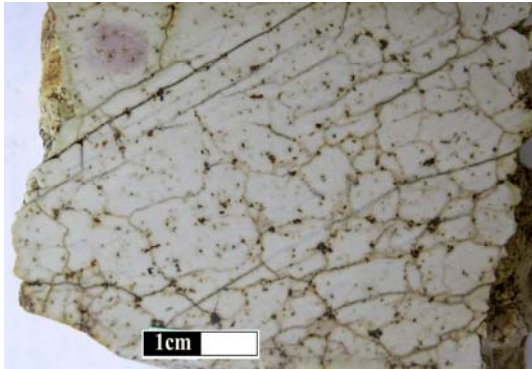
A felső vitrofír öv és a riolit átmenti zónájának fotósorozata. A fekete vitrofírból a riolit felé sűrűsödő világos-barnás színű globulitok a hőmérséklet emelkedésével kifejlődött devitrifikációs frontot reprezentálják

2.16. fotó Globulit mikroszkópi felvétele (IIN). Nukleációja plagioklász fenokristálytól indult. A világos színű mikrofenokristály szövédékben gazda, hialopilites, ép kőzetüvegől éles kontúrral különül el.

2.17. fotó Globulit mikroszkópi felvétele (XN, feno és mikrofenokristályok többgenerációs krisztallizációt bizonyítanak. A globulit éles kontúrja a fenokristályokat átmetszi, képződését a megszilárdulás későbbi stádiumában jelölve ki. Benne a kőzetüveget felzites alapanyag krisztallizáció (5-10 µm) és oxidáció érte.

2.18. fotó A vörös riolit mikroszkópi felvétele (XN). A vörös diszperz eloszlású hematit foltok következménye. A felzites alapanyagra a tartósan nagyobb hőmérséklet eredményeként a globulitoknál durvább szemcseméret (50-100 µm) jellemző, granofiros foltok is megjelennek. A mikrofenokristályok kontúrjai az erőteljes alapanyag krisztallizáció miatt fokozatosan elmosódnak.

2.19. fotó Hólyagüreges riolit mikroszkópi felvétele (XN) az agyagos elbontási övből (III. szint. A hólyagüregeket tridimit ikerkristályok kérgezik be. Az agyagos elbontás eredményeként a szövet kifakult, a tridimiteken agyagásványos lepedék látható.



3. A TELKIBÁNYA ÓSVA-VÖLGY MENTI SAVANYÚ VULKÁNI TESTEK FÁCIESEI

3.1 tábla A riolit lávadómok terepi, makro és mikroszkópi szöveti felvételei

3.1. fotó	3.2. fotó
3.3. fotó	3.4. fotó
3.5. fotó	3.6. fotó
3.7. fotó	3.8. fotó

3.1. fotó Kipreparálódó riolitos perlit erek a Cser-hegy Kossuth utcai védett feltárásánál

3.2. fotó Az Ó-Gönc csúcsa, mindkét irányban meredek, sűrű fluidális és szferolitos törmelékével borított oldalakkal

3.3. fotó Darázskő jellegű egyenletes, mozgásmentes környezetben felhabozott malomkő riolit, Cser-hegy, Ny-i oldal

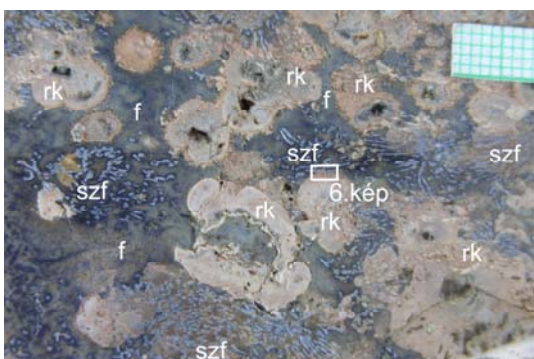
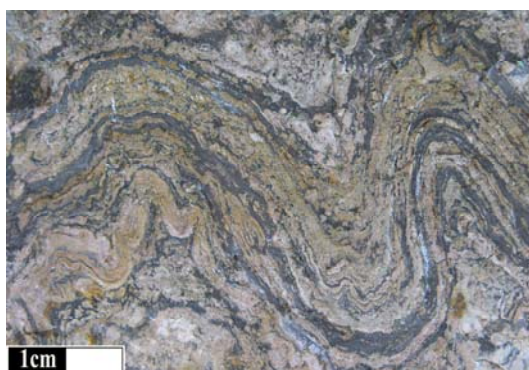
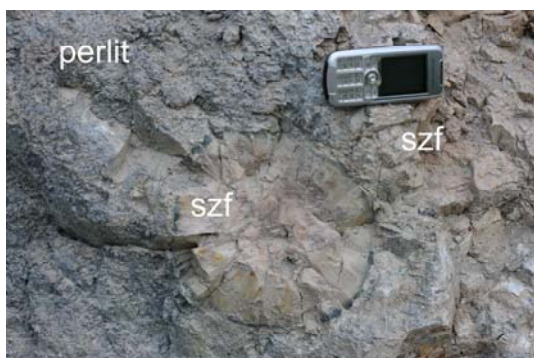
3.4. fotó Centrális, oszlopos elválású riolit dómbelső, cser-hegy Törő kőfejtő

3.5. fotó Sugaras szerkezetű riolitos szferoid gömb ($\varnothing > 10$ cm, szf) szürke perlitben, a Cser-hegy dóm középső átmeneti zónája, Csetetekert

3.6. fotó Fluidális riolit a Nagy-Ork-hegy, tető régiójából. A lávaredőkkel tagolt fluidális szövetben, a világos sávok felzites alapanyag krisztallizációt, a szürke sávok szferolitos devitrifikációt mutatnak.

3.7. fotó Szferolitos riolit a Cser-hegy tetőrégiójából a többszakaszú hűlés során kialakult szöveti bélyegekkel. A világos színű rekrisztallizált foltok (rk) belsejében található kisméretű üregek falát tridimit burkolja. A nagy-méretű (cm) nyílt szferolitok metszetei (foltok, szálak) világosszürkék. A mikrokristályos mátrix (f) sötétszürke.

3.8. fotó A kiemelt rész mikroszkópi felvétele. A legkorábban lehűlt, hólyagüreges szferoid gömbök (rk) teljes egészében felzitesen rekrisztallizálódtak, csak éles kontúrjuk választja el a hasonló mátrixtól. A második szferolit generáció (sötét foltok, szf) egyedei üdék. (XN)



3.2 tábla A kőgáti lávaárszerkezet völgyfejlődéssel feltárt felső és kürtőközeli részeinek terepi, makro és mikroszkópi szöveti felvételei

3.9. fotó	3.10. fotó
3.11. fotó	3.12. fotó
3.13. fotó	3.14. fotó
3.15. fotó	3.16. fotó

3.9. fotó Oszlopos elválású obszidián jellegű perlit Kőgáti lávaár, útbevágás, Ósva-völgy

3.10. fotó A perlit szövetében a koncentrikus elválás vonalai között már a kezdődő alapanyag krisztallizáció felzites, szferokristályos foltjai (világos foltok) jelennek meg (XN).

3.11. fotó A hasadék kürtő környezetében (Ósva-völgy, Kutyaszorító) a meredek dőlésű vastag pados elválási rendszer átmetszi az oszloposság függőleges lefutási vonalait.

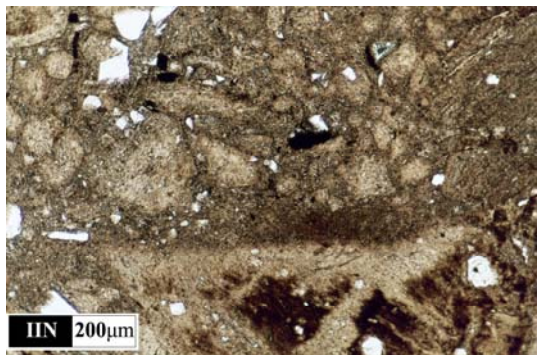
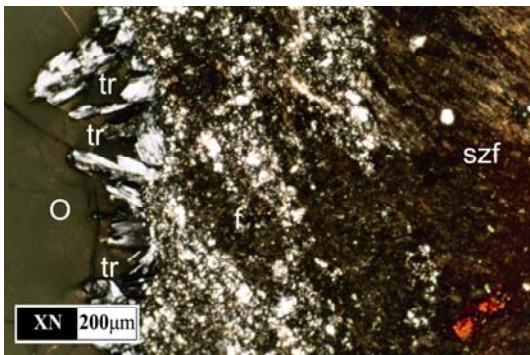
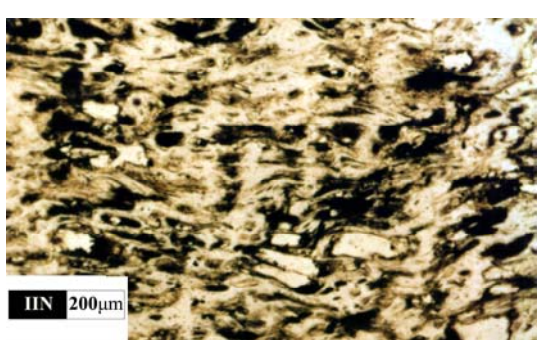
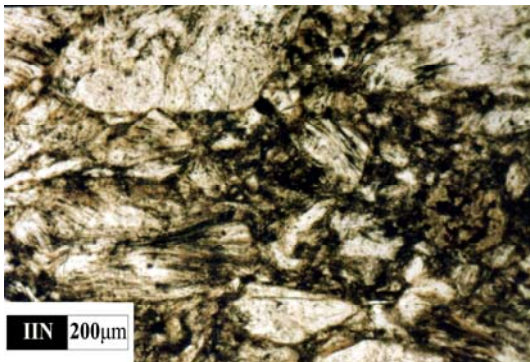
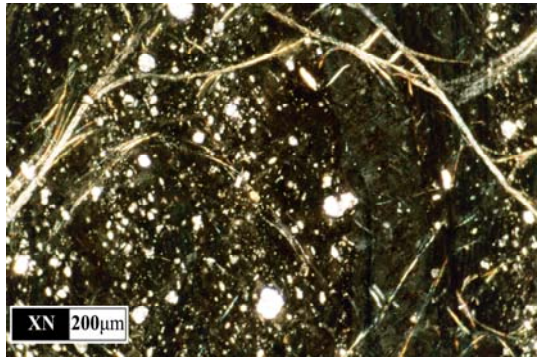
3.12. fotó Kovás vörös riolit szferolitos perlitből, Kutyaszorító, Ósva-völgy

3.13. fotó Horzsás alapanyagú szürke perlitbreccsa finom törmelékes mátrixa, a kőgáti lávaár tetőrégiójából (IIN)

3.14. fotó Horzsaköves perlit melyben, a gázáramlás mikro-kapillárisai (sötét szín) 30-100 μ m szélességűek (IIN).

3.15. fotó Hólyagüreges vörös riolitér szürke gyöngyköves perlitből tridimit bevonattal (tr) és viaszopál üregkitöltéssel (Kurtabérci-völgy). A szöveti változatok jobbról: szferolitos sáv (sötét, szf.), felzites sáv (világos, f), hólyagüreg, falán tridimittel (tr) majd az egészet kitöltő opállal (O). (XN)

3.16. fotó Riolit mikro-breccsa a kőgáti lávaár mélyebb szintjéről, a megszilárdulás végső stádiumában bekövetkez, kismértékű mozgás mikroszkópi méretekben tanulmányozható fragmentációt eredményezett az alapanyagban és fenokristályokban egyaránt (IIN)



4. AZ ABAÚJSZÁNTÓI SÁTOR-KRAKÓ HEGYCSOPORT SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI

4.1 tábla A Sátor-hegy DK-i oldalán található feltárás sorozat terepi felvételei

4.1. fotó	
4.2. fotó	4.3. fotó
4.4. fotó	4.5. fotó
4.6. fotó	4.7. fotó

4.1. fotó A Sátor-hegy DK-i lejtőjének és Sátor-Krakó közötti tufanyereg feltárássorozatának terepi felvétele tengerszint feletti magasság adatokkal. Háttérben a Hernád-völgy és a Cserehát.

4.2. fotó A laza lavinatufa és fedőjében rétegzett tufit feltárása (326m tszf.) a savanyú lávaár bázisa alatt, a közvetlen kontaktus nem tárult fel.

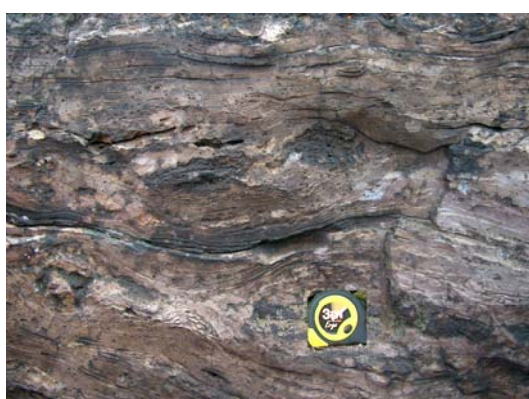
4.3. fotó A Sátor-hegyi erodált lávaárszerkezet alsó része. A lávafront maga alá temetett horzsaköves perlitbreccsájának kipreparálódó tömbjei

4.4. fotó A vékony (15 cm) vastagságú gyöngyköves perlit(p) a horzsás perlitbreccsa (br) és a szferolitos riolit(sp) közé ékelődik

4.5. fotó A horzsaköves perlitbreccsa fölött települő riolit láva „rétege”. A kihűléskor létrejött lemezes elválási felületek lefutása a paleovulkáni térszín ÉNy-i dőlése valószínűsíthető

4.6. fotó A szferolitos riolit a hőmérséklet emelkedésével kifejlődött devitrifikációs front alsó részét reprezentálja. A gömbszerű, sugaras szerkezeteinek átmérője a cm-t is elérheti (körrel kiemelve. Mennyiségük növekedésével a perlites kőzetüveg fokozatosan viaszszorul.

4.7. fotó Fluidális riolit nagyméretű blokkjának részlete áramlási vonalakkal és lapult litofizákkal



4.2 tábla A Sátor-hegyi lávaárház facieseinek makro és mikroszkópi felvételei

4.8. fotó	4.9. fotó
4.10. fotó	4.11. fotó
4.12. fotó	4.13. fotó
4.14. fotó	4.15. fotó

4.8. fotó Horzsaköves perlit mikrobrecsás-horzsás részletei (horizontális fehér övek) a kihűlési repedéshálózattal (világos szubvertikális hálózat)

4.9. fotó A horzsaköves perlit hűlési repedéseit újbóli felhevülést bizonyító axiolitos devitrifikációs szerkezetek töltik ki (világos részletek, képszélesség 2 mm)

4.10. fotó A perlites facies erős kettőtörést mutató koncentrikus elválási felületeinek mikroszkópi felvétele Fenokristály: magnetit zárványos kerekded piroxén 001 irányú metszete jól látható hasadási nyomvonalakkal

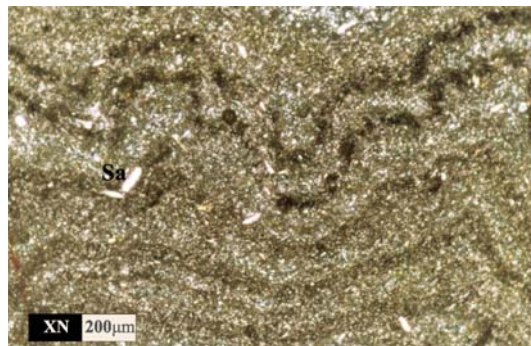
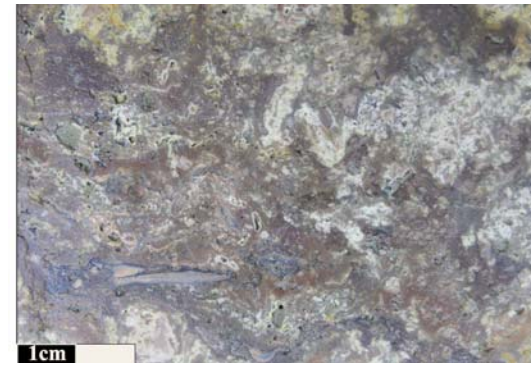
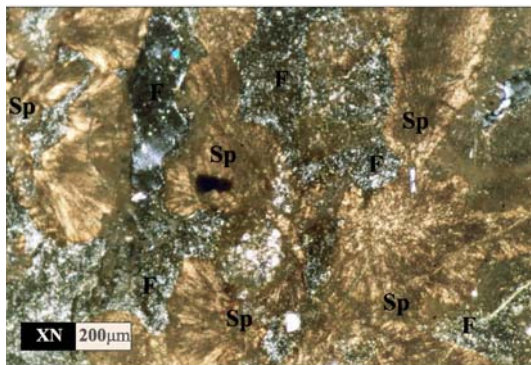
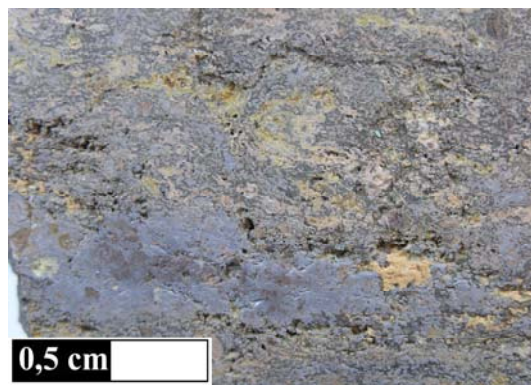
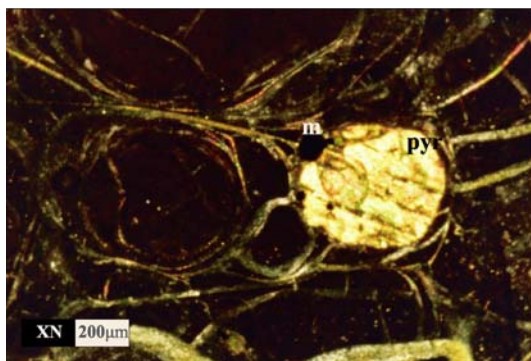
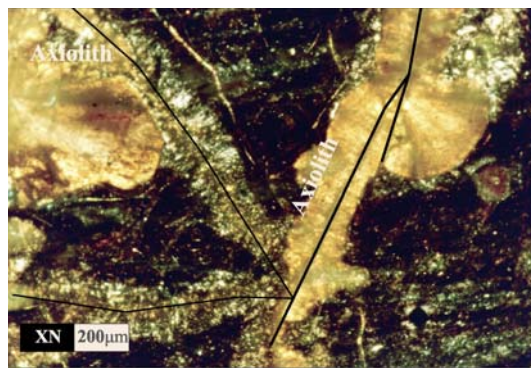
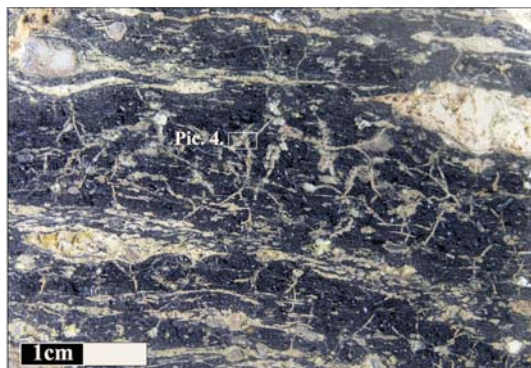
4.11. fotó Szferolitos riolit felületi csiszolatának makrofotója. A devitrifikációs front felső részéről származó mintán látható szürke, amőbaszerű foltok szferolitok keresztmetszetei. Az itt még viszonylag alárendelt sárgás foltok felzites alapanyag krisztallizációt mutatnak.

4.12. fotó Szferolitos riolit mikrofotója. a devitrifikációs front tetejéről. A lávaár belső felé, a hűlési ráta csökkenésével a szferolit mérete is kisebb lesz. A sávokba rendeződő struktúrák közé kriptokristályos-felzites részletek ékelődnek

4.13. fotó A slíres riolit üvegesebb (sötét) és erőteljesebben rekrisztallizált (világos), nagyobb mikro-porozitású részleteinek tökéletesen elkeveredő foltjai

4.14. fotó Megtorlódott fluidális riolit makrofotója lávaredőkkel. Az intenzívebb illómozgás sávjai világos színűek, ezek környezetében a szemcsemérete durvább, a szétkent, lapult hólyagüregek falán tridimit jelentkezik.

4.15. fotó Mikrokristályos (felzites) fluidális szövetű alapanyag mikro-redőkkel



5. A TOKAJ-LEBUJ ÉS A DERESZLA DÓMOK SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI

5.1 tábla A Tokaj-Lebuj feltárás terepi, makro és mikroszkópi felvételei

5.1. fotó	5.2. fotó
5.3. fotó	5.4. fotó
5.5. fotó	5.6. fotó
5.7. fotó	5.12. fotó

5.1. fotó Az alsó dóm riolit és a felső lávaár perlites zónájának kontaktusa. A perliten itt is jól láthatóak a sárgás riolitos foltok.

5.2. fotó A Tokaj-Lebuj feltárás központi falrészének terepi felvétele. Hematitos színezésű gyöngyköves perlit, fölül és alul változó mértékben szétlapult litofízás riolitsávokkal.

5.3. fotó A központi fal alsó, dómhoz közeli zónájában a lávaár paleo hőmérsékleti viszonyainak függvényében a litofízákban gazdag riolitos foltok felszaporodnak.

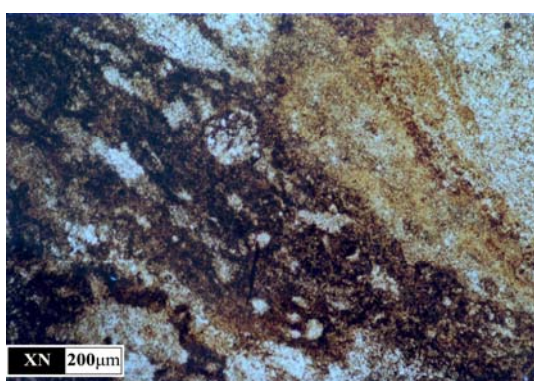
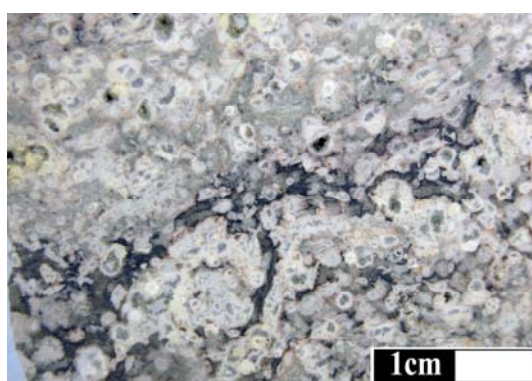
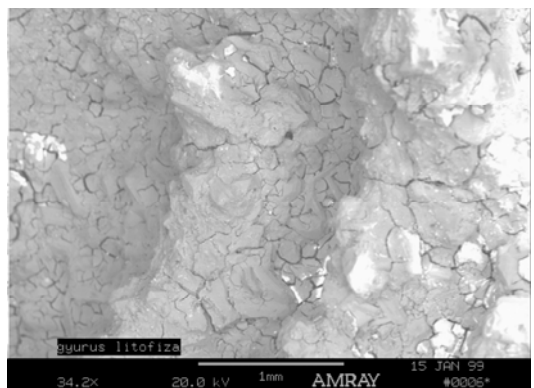
5.4. fotó Egy összetett óriás litofíza, a feltárás Ny-i oldalán, az alsó dómakadályt követő mélyebb zónából. A koncentrikus peremek a még plasztikusan deformálható anyagban az illótelitetség függvényében vándorló krisztallizációs frontot reprezentálják

5.5. fotó Riolit dominanciájú részlet a felső lávaár átbukás utáni mélyebb zónájából. A lamináris mozgás keltette nyíróerők a kisebb litofízákat változó mértékben lapították szét.

5.6. fotó Egy litofíza pásztázó koncentrikus peremeinek elektronmikroszkópos felvétele a jellegzetes tridimit ikerkristályok tömegeit agyagásványos bevonat kergezi.

5.7. fotó Az alsó dóm riolit makroszöveti fotója. A felső lávaár riolitos részleteivel (5.5. fotó) összehasonlítva jelentős különbség jelentkezik a fluidális rajzolat fejlettségében a litofíza generációk alakjában méretében. A fluidalítás fejletlen, a hólyagüregek kis méretűek (2-10 mm), kapcsolat nélküliek, felületükön csak tridimit jelentkezik.

5.8. fotó Az alsó dóm riolit különböző kristályossági fokozatú sávjainak rajzolata. A sötétebb finomszemcsés sávok szferolitokat, felzites-mikrofelzites részleteket tartalmaznak. A világosabb, durvább szemcseméretű sávok krisztobalit (100 μm), és granofiros foltok (250-300 μm) szövedékéből állnak.



5.2 tábla A Tokaj-Lebuj, a felső lávaár egység üveges fáciesének makro és mikroszkópi felvételei

5.9. fotó	5.10. fotó
5.11. fotó	5.12. fotó
5.13. fotó	5.14. fotó
5.15. fotó	5.16. fotó

5.9. fotó Vörös-fekete perlitbreccsa felületi csiszolatának makrofotója. Az Fe^{3+} tartalomtól vörösre színeződött törmelékes kötőanyagban a mozgás irányában lencsésen, nyelvyszerűen elnyúlt, plasztikusan deformált üvegtörmelék jellemző. Emellett gyakoriak a fekü riolit zárványai (bal oldal közepén).

5.10. fotó Vörös-fekete perlitbreccsa mikroszkópi fotója (IIN). Mikrohorzsás, perlites üveganyag jellemző, foltokban alapanyag krisztallizáció is jelentkezik, amely az üveges felsőszegély maga alá gyűrűsével és újrafelhevülésével következett be.

5.11. fotó Gyöngyköves perlit makroszkópos felvétele a perlites szerkezet lefutási vonalai által definiált gyöngyköves struktúrák mérete 1-8 mm.

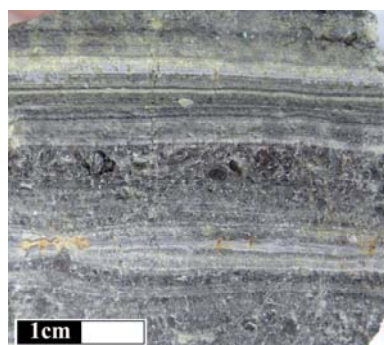
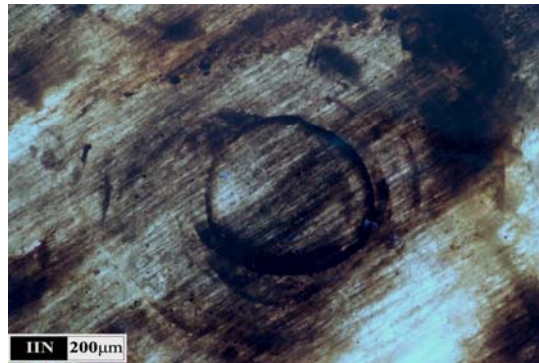
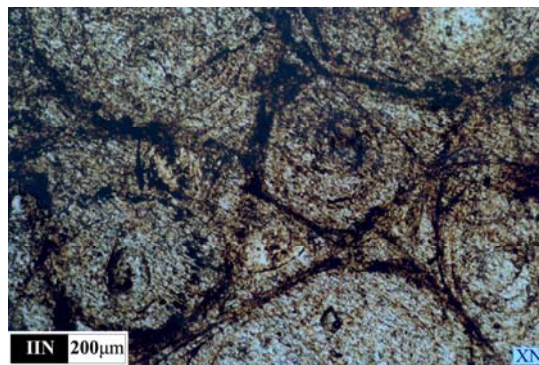
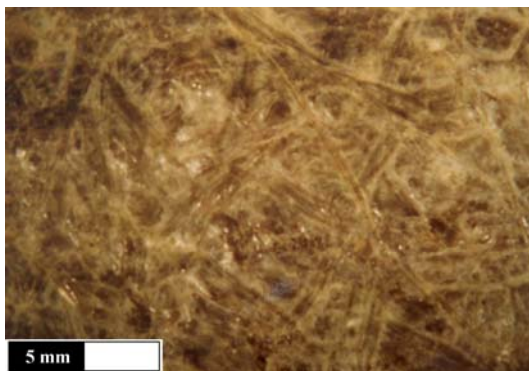
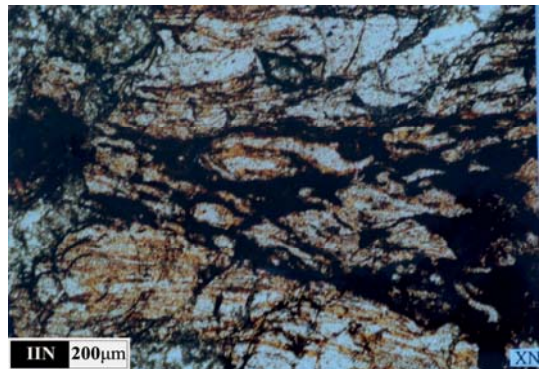
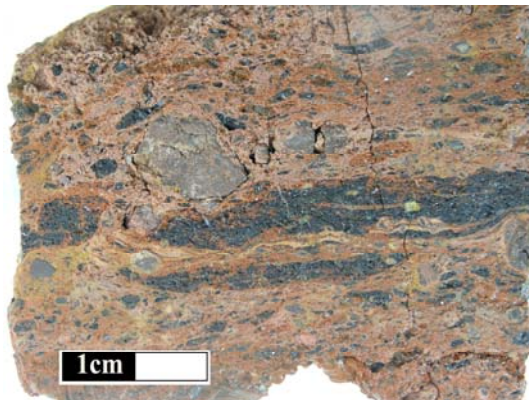
5.12. fotó Gyöngyköves perlit mikroszkópi felvétele (II N) Az epigenetikus hidratáció eredményeképpen egymásba ágyazódó gyöngykő struktúrák a kihülési repedésrendszer lefutási vonalaihoz igazodnak.

5.13. fotó Marekanitos perlit makrofotója. A gyöngykő struktúrák magjában jelentkező marekanitok mérete általában cm alatt marad. Jelenlétük az epigenetikus hidratáció bizonyítéka.

5.14. fotó Marekanit mikroszkópi felvétele (IIN). A fluidális közetüvegben jól látszik az obszidián mag körül kialakuló koncentrikus repedésháló.

5.15. fotó Riolitos perlit felületi csiszolatának makrofotója. Jól fejlett fluidális rajzolat jellemző. Az üvegebb, sötétszürke sávokban alárendelten marekanitok is megjelennek. A világos sávokban megindul az alapanyag krisztallizáció és a szferolitos devitrifikáció.

5.16. fotó Riolitos perlit mikroszkópi fotója (XN). A gyöngyköves, fluidális szerkezetű üveges és a riolitos sáv határán intenzív, limonitos oldatmozgás látható.



5.3 tábla A bodrogkeresztúri Dereszla lávafáciéseinek terepi és mikroszkópi felvételei

5.17. fotó	5.18. fotó
5.19. fotó	5.20. fotó
5.21. fotó	5.22. 5.23. fotó
5.22. 5.23. fotó	5.24. fotó

5.17. fotó A Chateau Dereszla pincerendszer Bodroghoz közel eső vágatait változó dőlésű vetőrendszer tagolja (30/80°, 30/45°, 90/70°)

5.18. fotó Agglomerátum jellegű perlibreccsa a Chateau Dereszla bejáratí szakaszában. A finom törmelékes, horzsás mátrixban 0,5-1 m Ø görbült lemezes-vékonypados hűlési felületekkel tagolt, gyengén újraolvadt anyagi blokkok ülnek

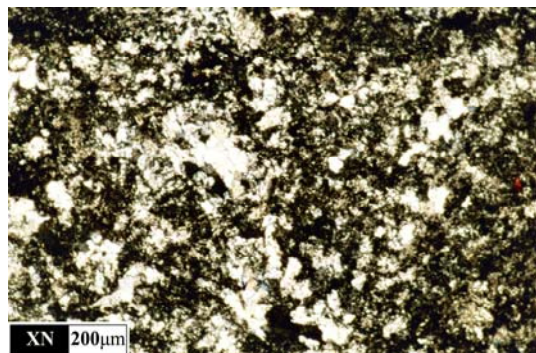
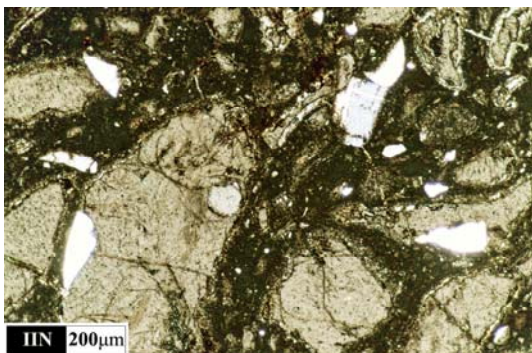
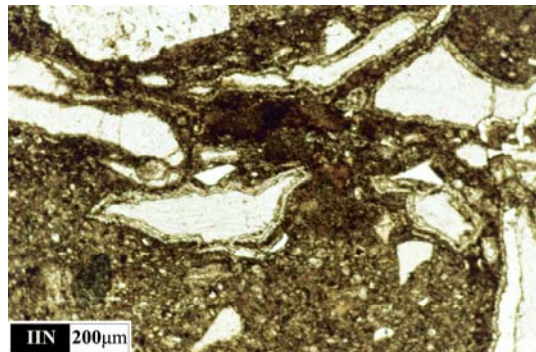
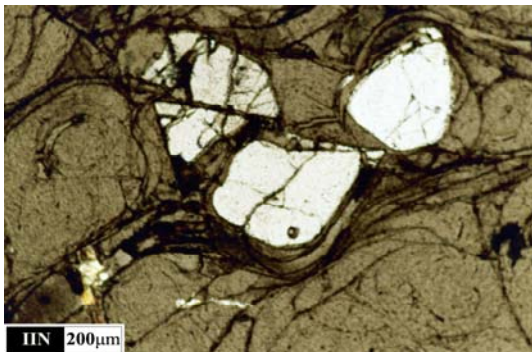
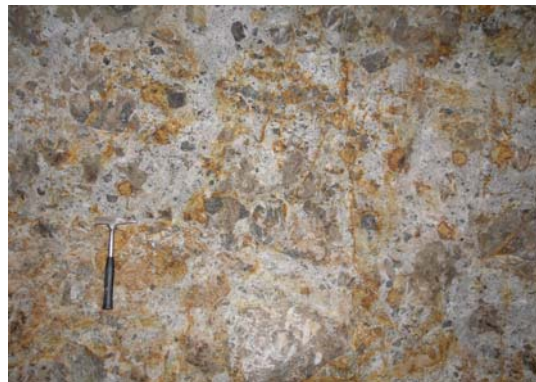
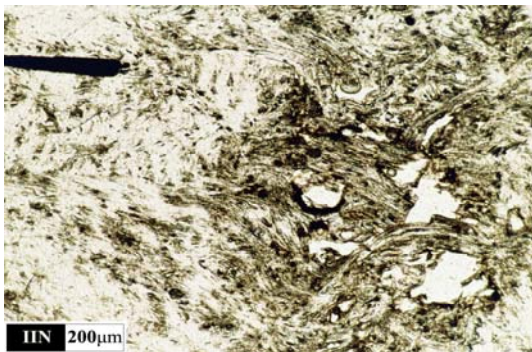
5.19. fotó A blokkok anyagát alkotó horzsás perlit anyaga még félig plasztikus állapotban volt amikor törmeléklavinaként lezúdult. Nyugalomba kerülve a horzsás mikropórusok egy része összehegedt. Az újraolvadás miatt a perlites szerkezet is rendkívül fejletlen.

5.20. fotó Mátrix dominanciájú, erősen limonitos perlitbreccsa a Chateau Dereszla fogadóterméből. A feltételezett centrum felé az anyag egyre összefüggőbbé válik.

5.21. fotó Szürke, gyöngyköves törmelékdarab mikroszkópi felvétele (IIN) a perlitbreccsából. A jól fejlett perlites szerkezet jelentős kontrasztban áll a korábbi horzsás fációs jellemzőivel. A perlites szerkezet földpátokat átmetsző lefutása jól szemlélteti posztgenetikus jellegét.

5.22. 5.23. fotó A perlitbreccsa mátrixának mikroszkópi felvételei (XN). A törmeléket bontott szegélyű szabálytalan, szögletes perlitdarabok, finomabb üveg és kristálytörmelék alkotják.

5.24. fotó Az alsó lemezes elválású riolit mikroszkópi felvétele (XN). Az intenzív alapanyag krisztallizáció durvább szemcseméretű felzites (100 µm) szövődékén a perlittestek újrafelhevítő hatására re-krisztallizációs granofiros foltok is megjelennek.



5.4 tábla A Tokaj-Lebuj és a Dereszla ásványos alkotói

5.25. fotó	5.26. fotó
5.27. fotó	5.28. fotó
5.29. fotó	5.30. fotó
5.31. fotó	5.32. fotó

Színes kőzetalkotók

5.25. fotó A horzsásodás irányában orientált biotit bázislapra merőleges metszete (IIN) a Dereszla horzsás perlitjéből.

5.26. fotó Augit óraüveg ikerkristálya (XN) a Lebuj alsó dóm riolitjából. Körülötte savanyú táblás és ikerlemezes plagioklászok

5.27. fotó Gyöngyköves perlit pásztázó két különböző előhívási módszerrel készült elektronmikroszkópi felvétele. A bal oldalon jól látható perlites szerkezetet a folyásossággal parallel vasban gazdag (valószínűleg magnetit) ásványfüzér keresztezi.

5.28. fotó Piroxén trichitek(IIN) a Dereszla hátsó falrészén kipreparálódó zöldessárga perlitt blokkokból. Az egyenes, pálcika, vagy hajlott krisztallitok dendrites vagy egy pont köré csoportosuló csillagszerű konfigurációja jellemző.

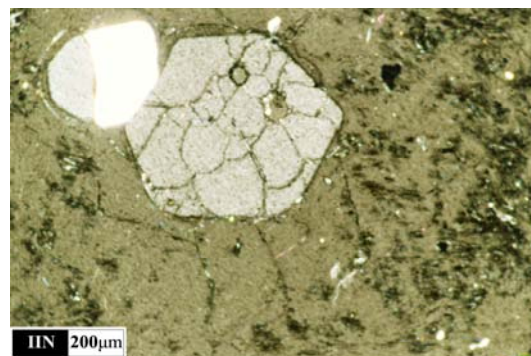
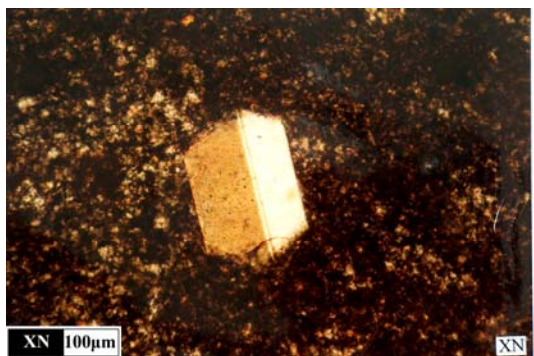
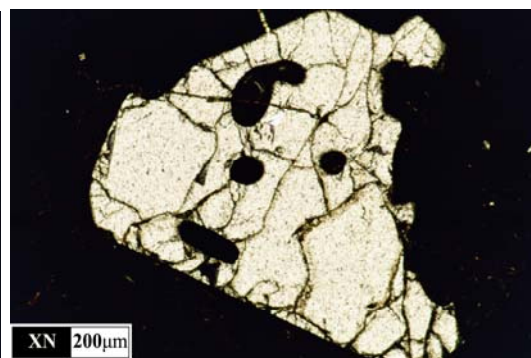
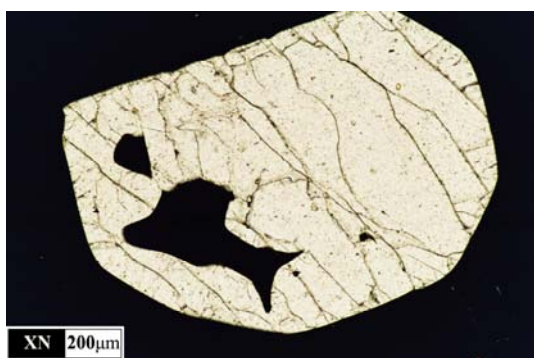
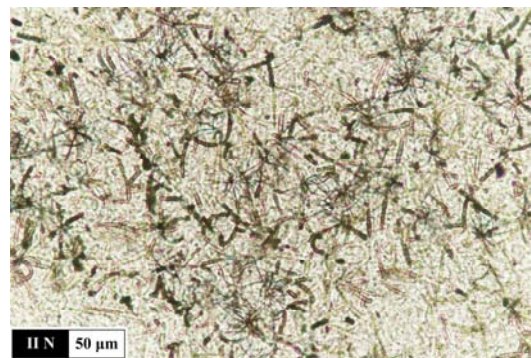
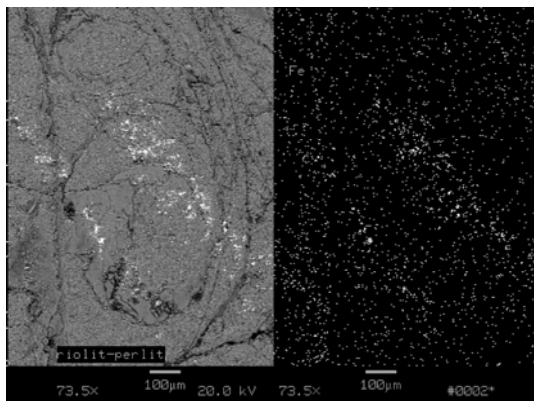
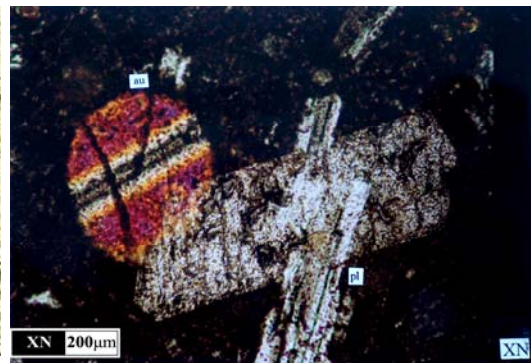
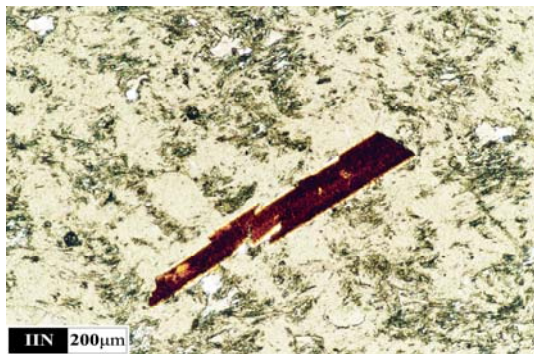
Színtelen kőzetalkotók

5.29. fotó Nagyméretű, ép alapanyag zárványos, táblás szanidin a dereszlai perlitből (XN), jól látható hasadási nyomvonalakkal.

5.30. fotó Fragmentálódott alapanyag zárványos, táblás szanidin (XN) a dereszlai perlitből. Alapanyag zárványos földpátok ilyen jellegű töredezése a kürtőbeli dekompresszió, vagy nagy viszkozitású olvadékban mozgás közben fellépő nyíróerők következménye.

5.31. fotó Karlsbadi ikres, idiomorf szanidin fenokristály a Lebuj alsó riolitból. Körülötte felzites alapanyag látható.

5.32. fotó Idiomorf, kvarc fenokristály metszete a Dereszlai horzsás perlitből (IIN)

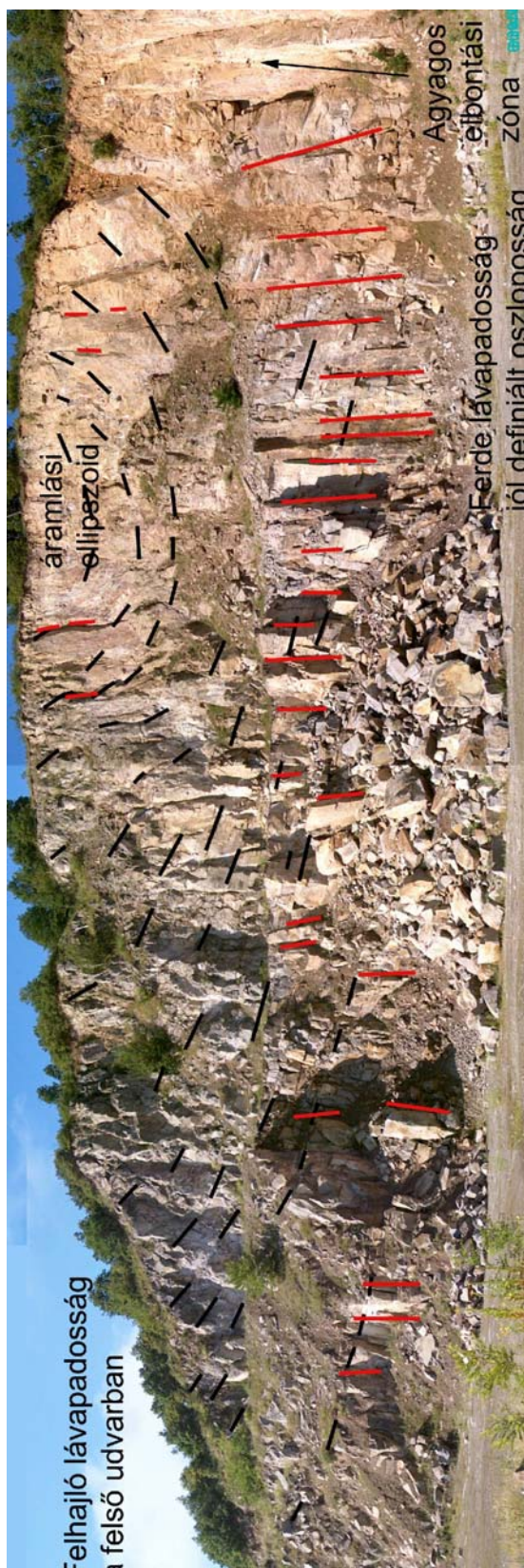


6. A KASZONYI-HEGY SAVANYÚ VULKÁNI FÁCIESEI

6.1 tábla A Kaszonyi hegy Szádog gerincébe mélyült kőfejtő terepi felvételei

6.1. fotó A 2002-ben még használaton kívüli volt TSZ kőfejtő főfalának 180°-os panoráma fotója a jellegzetes szerkezeti elemek (lávaáramlási ellipszoid, padosság, oszloposság) lefutási vonalaival.

6.2. fotó A volt TSZ kőfejtő főfalának 270°-os panoráma fotója (2008. július) a jellegzetes szerkezeti elemek (lávaáramlási ellipszoid, padosság, oszloposság) lefutási vonalaival. A 2003-ban nyitott 0. fejtési szint több mint 50 métert haladt előre és még érzékelhetőbbé tette a lávaár homlokfrontjának átbukási jelenségeit.



6.2 tábla A Kaszonyi hegy Szádógerincébe mélyült kőfejtő lávafáciéseinek terepi felvételei

6.3. fotó	6.4. fotó
6.5. fotó	6.6. fotó
6.7. fotó	6.8. fotó
6.9. fotó	6.10. fotó

6.3. fotó A felső udvar lávaáramlási ellipszoidot körülölelő lávapadossága. Lépték a bal alsó sarokban.

6.4. fotó Nagyméretű agyagos kitöltésű litofíza a felső udvarból. Általános jelenség, hogy a hólyagiüregek lapultsága a lávaterhelés függvényében csökken.

6.5. fotó A keleti oldalszelvény az átbukó lávafront tökéletes keresztmetszetét adja. Az olvadék mozgását befolyásoló paleomorfológia változása először az függőleges oszloposság elhajlásában nyilvánul meg.

6.6. fotó Ezt követően az oszloposság megszűnik. A megtorlódás hatására a lávapadosság vonalai DK-i irányban egyre meredekebben felhajlanak.

6.7. fotó Az DK-i fal kinagyított részlete. A vízszintes elválási felületeket a padosságra közel merőleges törések tagolják. Több helyen flexúra-szerű lávaredők figyelhetők meg. Ilyenkor az illómaradék a redők kupolarésében akkumulálódik, litofizákat hozva létre.

6.8. fotó Az ÉNy-i oldalszelvény. A kiemelt szerkezeti elemek itt is az átbukó, megtorlódó lávaár frontot körvonalazzák.

6.9. fotó Nagyméretű, kirobbantott oszlop a lávaár középső udvarában. Átmérője eléri az 5 métert

6.10. fotó Kidőlt oszlop felülete, ahol a fluidális sávozottságot a láva lamináris áramlással rendeződött világos illógazdagabb és sötétebb, rózsaszín, kisebb mikroporozitású sávok mm-cm-es nagyságrendű váltakozása rajzolja ki.



6.3 A Kaszonyi hegy riolitjának makro és mikroszkópi felvételei

6.11. fotó	6.12. fotó
6.13. fotó	6.14. fotó
6.15. fotó	6.16. fotó
6.17. fotó	6.18. fotó

6.11. fotó A centrális, kompakt riolitizóna vékonycsiszolatának felületi makro-fotója. Ilyen léptékben is jól látható a finomabb, üvegesebb sötét, és nagyobb mikro-porozitású világos sávok váltakozása. Jól kivehető a közetalkotó ásványok orientált elrendeződése, a színes (ortopiroxén) ásványok más riolitokhoz viszonyított nagyobb modális aránya és a több generációban jelenlévő földpátok.

6.12. fotó Az előző csiszolat mikroszkópi felvétele (XN). A finomszemcsés sávokat 15-25 μm szemcseméretű mikrofelzit vagy kriptokristályos alapanyag alkotja. A világosabb zónákban a a felzites, 25-50 μm szemcseméretű övek tridimites sávokat ágyaznak magukba. A tridimit nagyobb mikropórusok falán is megjelenik.

6.13. fotó Magnetit zárványos piroxén 001 metszete mikrofelzites alapanyagban (IIN).

6.14. fotó Nagyméretű földpát mikrofelzites alapanyagban (XN). Bázisosabb magja alapanyag zárványos, szita-szövetű kissé rezorbeált, savanyúbb továbbnövekedési szegélye ép. Általános előfordulása többszakaszú olvadékfejlődés bizonyítéka.

6.15. fotó Teljesen ép zónás savanyú plagioklász mikrofelzites alapanyagban

6.16. fotó Mikrofelzites alapanyagban fiatalabb földpátgeneráció kisebb méretű egyede látható (jobb oldal). A finomabb szemcseméretű sávokban a földpát nukleáció utolsó fázisát képviselő szanidin mikrofenokristályok látszanak (10*50, 5*20 μm). A durvább sávokban a durvább felzites alapanyag kristallizáció miatt nehezen azonosíthatók.

6.17. fotó Savanyú riolit portufa, valószínűleg kürtőfalról erodált zárványa

6.18. fotó 1-5cm, valószínűleg sajátanyagú zárvány vékonycsiszolatának makrofotója, peremén asszimiláció nyomaival. Ásványai idiomorf földpátlécek és közöttük xenomorf biotit szemcsék.

