

KÖZETGENETIKAI EGYSÉGEK KIALAKÍTÁSÁNAK LEHETŐSÉGEI KLASZTERANALÍZISSEL EGY KÁRPÁTALJAI VULKÁNI TERÜLET PÉLDÁJÁN*

GÖNCZY SÁNDOR¹ – ÉSIK ZSUZSANNA²

¹II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Földtudományi Tanszék, adjunktus

²Okleveles földrajz szakos tanár, Debrecen

A tanulmányban a Vihorlát ukrainjai részéről származó, egymással kevésbé kompatibilis geokémiai adatokból adatbázist alakítottunk ki. Ebből az adatbázisból klaszteranalízissel magmagenetikai egységeket hoztunk létre, melyeket radiometrikus korokkal párhuzamosítottunk. Mindezek eredményeképpen sikerült összeállítani a fent említett hegység korszerű sztratigráfiai környezetbe helyezett elvi kitörési sorrendjét.

ABSTRACT

In the present study we aimed at forming a data base using the incompatible geochemical items from the Ukrainian part of the Vihorlát Mountains. From this data base we have created several magmagenetic classes by cluster analysis, which we associated with radiometric time datas. As a result, we have succeeded in compiling the principled eruption sequence of the above mentioned mountain range, put in a modern stratigraphic environment.

PROBLÉMAFELVETÉS

Az ÉK-i Kárpátok vulkáni vonulatának vizsgálatakor azzal a problémával kerülünk szembe, hogy a felhasználható adatokat tartalmazó szakirodalom nagy részében az adatok származási helyét csak nagy vonalakban adják meg, így csak 1–2 km²-en belül lokalizálhatók. Egy példát említve: egy patak völgyet ad meg a szerző a minta lelőhelyeként (Seghedi et al. 2001), amely 820 m abszolút magasságban veszi kezdetét és 130 m magasan ömlik bele a főfolyóba, miközben 12 km hosszúságú utat tesz meg. Ez alapján akár az is feltételezhető, hogy az említett patak egy lepusztult

rétegvulkán teljes szelvényét átharántolja, több vulkanosztratográfiai szintet keresztülvágva. Így viszont lehetetlen pontosan beazonosítani, hogy a vulkáni működés melyik szakaszára vonatkozik a nevezett adat. További probléma, hogy a földtani térképek a Keleti-Paratethysre vonatkoztatott korbeosztással vannak megrajzolva. Így például, a szovjet földtani térképen megjelenő legnagyobb kiterjedésű egységek levantei (Tyitov ed. 1979), az ukrán földtani térkép pedig dáciai-romániai korszakokat mutatnak (Kuzovenko ed. 2001) annak ellenére, hogy a vizsgált terület a Központi-Paratethys területén található, és a radiometrikus koradatok 15 és 10 millió évek közé esnek.

* A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú *Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program* című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A probléma gyökere abban áll, hogy az ÉK-i Kárpátok vulkáni vonulata erős adathiánnyal jellemezhető, ezért a földtani térképek radiometrikus koradatok híján az 1975-ös, nagyrészt rétegtani párhuzamosítás alapján készített korbeosztást használják, ahol a miocén–pliocén határt 11 ± 1 millió évre teszik (Afanaszjev–Zikov 1975; Tolsztoj 1976).

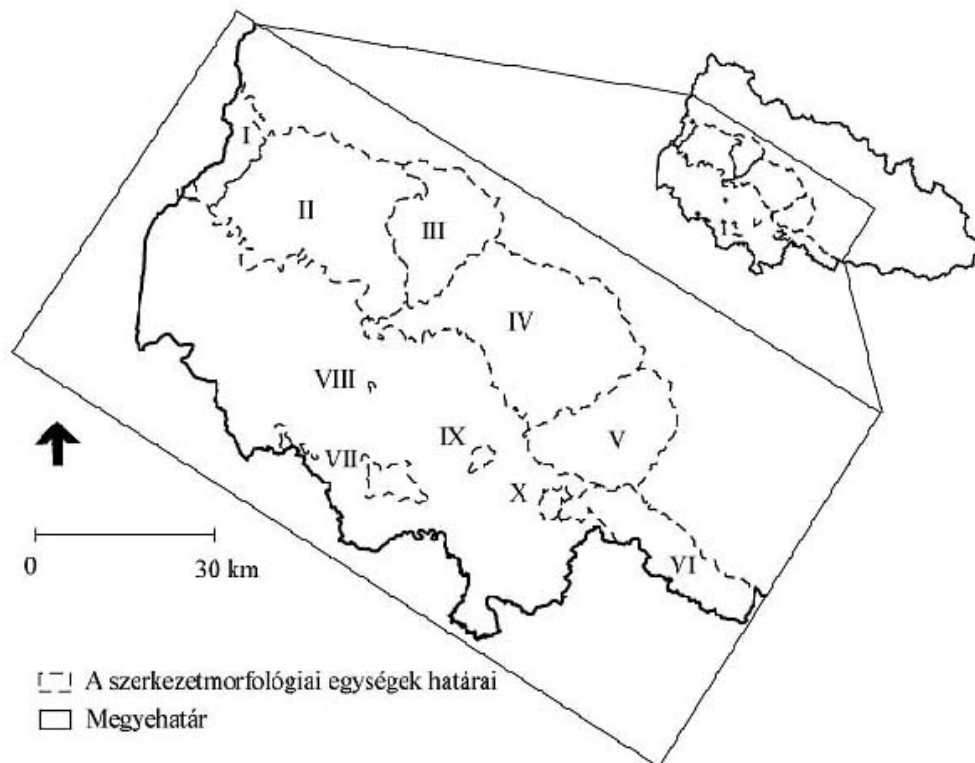
TERÜLETLEHATÁROLÁS

A Vihorlát–Gutin vulkáni vonulat kezdőtagjának egy alig több mint 100 km²-es része

Ung-folyó határolja, ÉK-en és DNy-on pedig a magmás és üledékes kőzetek határát vettük alapul a Tyitov-féle (1979) földtani térkép alapján (1. ábra).

KUTATÁSI MÓDSZEREK

A Vihorlát ukrainai részéről öt forrásmunka felhasználásával 30 főelem adatsort gyűjtöttünk össze. Ezenkívül az adatbázisba tettük a szomszédos Makovica területéről származó, és a szakirodalom által sztratiográfiailag idesorolt 6 db főelemsort. Ezekkel együtt kialakítottuk a terület radiometrikus



1. ábra. Kárpátalja vulkáni egységei.

I. Vihorlát–Popricsnij; II. Makovica; III. Szinyák; IV. Borló; V. Nagyszőlősi-hegység; VI. Avas; VII. Beregszászi-dombság; VIII. Derceni-hegy; IX. Salánki-hegy; X. Fekete-hegy

nyúlik át Ukrajnába. A szovjet–ukrán szakirodalomban Vihorlát–Popricsnij néven ismert terület alatt jelen esetben nem morfológiai egységet értünk, mivel a szlovák–ukrán határ mesterségesen kettévágja. Így a vizsgált területet ÉNy-ról az államhatár, DK-ról az

koradatainak adatbázisát is, amelybe 13 adat került, melyek közül csak kettő mellé nem adtak meg főelemadatokat (Malejev 1964; Merlics–Szpitkovszkaja 1974; Tolsztoj et al. 1974; Tolsztoj ed. 1976; Seghedi et al. 2001; Gönczy 2006).

Ahogy a problémafelvetésben említettük, a különböző szakirodalmakból származó főelem-geokémiai adatsorokat helyileg nem lehetett lokalizálni és vulkanosztratigráfiai szintbe sem tudtuk elhelyezni, így az adatbázisból klaszteranalízissel, az azonosságok keresésével csoportokat hoztunk létre. Az e célra felhasználható klaszteranalízis számos módszere (Duran–Odell 1977; Jambu 1988; Ketskemény–Izsó 1996) közül a geológia különböző területein leginkább használatos eljárásokat több magyar kutató is vizsgálta (Molnár–Geiger 1981; Harangi 1990; M. Tóth–Engi 1997). E tapasztalatok alapján választottuk munkánkhoz az ún. hierarchikus klaszterelemzési metodikát.

A klaszterelemzés egy olyan kódolási művelet, amikor a sok paraméterrel jellemzett objektumot egyetlen számmal adjuk meg, ami a hozzárendelt csoport (klaszter) kódja. Esetünkben az objektumokat a Vihorlát területéről származó kőzetminták képezték, az objektumok paramétereit pedig az azokat reprezentáló SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O és P_2O_5 főelem-geokémiai adatsorok adták. Jelöljük \mathbf{X} -szel az osztályozandó objektumok összességét, az egyes elemeket pedig \mathbf{X}_i -vel, azaz

$$\mathbf{X} = \{\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2, \dots, \mathbf{X}_n\}$$

ahol n – az osztályozandó objektumok száma. Tekintsük az egyes objektumokat N -dimenziós vektoroknak, $\mathbf{X}_i \in \mathbf{R}^N$, ahol N – az elemek osztályozásnál figyelembe veendő tulajdonságainak a száma.

$$\mathbf{X}_i = (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{iN}).$$

Vizsgálatunkban, például, \mathbf{X}_i – a geokémiai adatsorok 10 dimenziós vektora, mert a kőzetmintákat 10 főelem adattal (x_{ij}) jellemeztük. Az előállítandó osztályok az \mathbf{X} halmaz valamennyi objektumát kell, hogy tartalmazák, és valamely objektum csak egy klaszterbe

tartozhat. Az \mathbf{X} objektumrendszerhez rendelhető klasztercsoportok közül azt keressük, amelyikben a hasonló elemek egy osztályba kerülnek, az eltérőek pedig különbözőbe. A hasonlóság mérőszámaként többféle függvényt, ún. metrikát alkalmaznak (pl. az euklideszi távolság, Pearson-korreláció stb.). A metrika megválasztása a csoportosítandó objektumok, illetve a csoportosítási szempontok függvénye.

Kiinduláskor minden egyes \mathbf{X}_i objektum, azaz N -dimenziós vektor külön csoportot alkot, vagyis a csoportszám n . Kiszámítjuk minden klaszternek az összes többivel vett hasonlósági mérőszámát, esetünkben a korrelációs együttthatóját, így kapjuk az $n \times n$ méretű korrelációs mátrixot. Az első lépésben összevonjuk a legnagyobb korrelációs együttthatójú, tehát leginkább hasonló két elemet egy csoportba. A klaszterek száma ez által $n - 1$ -re csökken. Előállítjuk az új klaszterekre vonatkozó korrelációs mátrixot, melynek mérete már csak $(n - 1) \times (n - 1)$. Újra összevonjuk a két leginkább korreláló klasztert, és ezt folytatjuk addig, amíg minden elem egy csoportba kerül az $n - 1$ -dik lépésben.

A főelemeken végzett hierarchikus klaszteranalízisnek természetesen nem az a célja, hogy az összes kőzetminta egy csoportba kerüljön. Az összevonásokat az elemző döntésétől függő klaszterszámnál abba kell hagyni, célszerű ezt annál a lépésnél megtenni, amikor az összevonandó klaszterek korrelációs együttthatója az előzőekhez képest ugrásszerűen csökken, ami arra utal, hogy az adott csoportok kevésbé hasonlóak, vagyis az összevonásuk már erőltetett lenne.

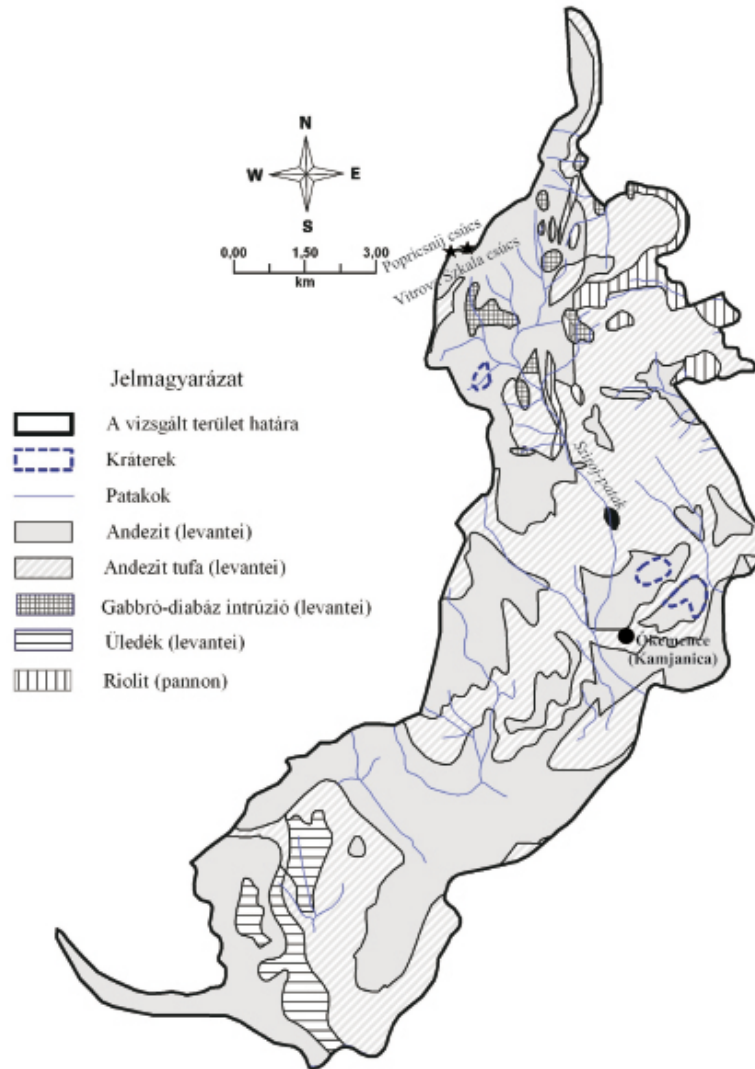
Az elemzésből kihagytuk a FeO -t, mivel több adatsornál csak Fe_2O_3 volt megadva, és nem definiálták, hogy összvasat értenek-e a háromértékű vas alatt. Hasonlóképpen a MnO , a P_2O_5 és a TiO_2 értékei is hiányoztak néhány adatsorból. Mivel a szoftver nem tudja kezelni

az adathiányt, így ez utóbbi esetekben a hiányzó adatcellákat 0,01 értékkel töltöttük ki. Ezt az indokolta, hogy az adathiányt nagy valószínűséggel az adott elem nagyon kis mennyiségével magyarázhatjuk.

A továbbiakban a csoportokat párhuzamosítottuk a szakirodalomból vett elvi szelvényből származó 11 db sztratigráfia-
ilag és helyileg is jól definiálható mintával (Tolsztoj et al. 1974). Ezek között voltak olyanok is, amelyeknek nem csak a főelemei voltak megadva, hanem a radiometrikus koradata is. Az így kapott biztos pontokat felhasználva, a párhuzamosítással elértük, hogy a klasztereknek meg tudtuk mondani a korát és megoldódott a vulkanosztratigráfiai besorolás kérdése is.

A klaszterelemzés lefutásával hét csoportot kaptunk. Ezek közül öt csoportban voltak olyan minták, melyek főelemei mellé K/Ar radiometrikus kort is közöltek. Két klaszter gabbró-diabáz és gabbróporfirit főelemso-
raihoz az irodalom nem adott koradatot, azonban a Merlics –Szipitkovszkaja (1974) szerzőpáros a részletes petrográfiai leírás mellett koradatokat is párosított ezekhez a képződményekhez, ennek alapján tudtuk meghatározni a sztratigráfiai helyzetüket.

Mindezek alapján kialakítottunk magmagenetikai egységeket és kialakítottunk egy kitörési sorrendet. Ezeknél a kor- és emelethatárok meghatározásához a Magyar Rétegtani Bizottság ajánlásait követtük (Császár ed. 2000), eltérően a földtani térképek korbeosztásától.



2. ábra. A Vihorlát ukrajnai részének földtani térképe
Tyitov (1979) nyomán

FÖLDTANI VISZONYOK

A terület 90%-át levantei andezitláva és tufa borítja (2. ábra). Az É-i részen, ahol a terület érintkezik a Magura takaróval és a Pienini-szirtövével, 18–20 millió éves gabbró-diabáz intrúziókkal, 15 millió éves riolitokkal és gránátos riolittufákkal találkozhatunk (Malejev 1964; Merlics–Szipitkovszkaja 1974; Tolsztoj 1976; Tyitov 1979; Kruglov 1986; Kuzovenko 2001).

Tyitov (1979) három 600–900 m átmérőjű krátert azonosított a területen (2. ábra). Az újabb kutatások azt mutatják, hogy a Kárpátok vulkáni vonulataiban az átlagos kráterátmérő 2000 m körül van (Karátson 1996), így feltételezhető, hogy a Tyitov által leírt kitörési központok egy nagyobb centrum parazitakrateri lehettek. A fő kitörési központot Malejev (1964) a Popricsnij-csúctól É-ra teszi, ami már kiesik az általunk vizsgált területről. Tolsztoj (1976) viszont ugyanettől a csúctól D-re, a Sziroj-patak felső folyására teszi. Ezenkívül két krátert definiál Ókemence környékén.

BÁZISKÉPZŐDMÉNYEK

A terület bázisa a Pienini-szirtöv mentén kiemelkedett aljzatblokk. A paleogén homokkőből álló horszt a Kárpátaljai-süllyedék egészén belül nem jelentős, átlagosan mintegy 400 m mélységben található (Merlics–Szipitkovszkaja 1974) szerkezet, amelynek anyaga a középső- késő-eocén podhalei flis. Összetételében szürke homokkő, kavics, aprószemű konglomerátum és agyag uralkodik (Lozinyk–Miszjura 2010).

MAGMÁS FEDŐ KÉPZŐDMÉNYEK

A címben említett körzetben Tolsztoj et al. (1974) és Radzivill (1986) a Popricsnij sztratovulkánt tételezi fel, melynek csúcsán ma az ukrán–szlovák államhatár halad át. A terü-

leten kialakult legidősebb magmás képződmények $18,0 \pm 2$ – $22,0 \pm 4$ millió éves hipabiszszikus gabbró-diabáz testek. Részben a nagy időbeli szórás, részben pedig a nagy K-tartalom (1,45%, 1,30%) miatt egyáltalán nem biztos, hogy ezek a minták a neogén elején képződtek, valószínű, hogy egy „fiatalodáson” mentek keresztül, azonban paleogénnél nem idősebbek (Merlics–Szipitkovszkaja 1974).

A vulkáni felépítmény ÉK-i részén $14,95 \pm 1$ millió éves gránátos riolit, riolittufa és riodácit található (Merlics–Szipitkovszkaja 1974). Tolsztoj ed. (1976) ezek kialakulását hasonló korra, $15,8 \pm 1,0$ – $15,5 \pm 1,1$ millió évre teszi. A magma a paleogén aljzatot áttörve több dómot és egy hatalmas, mintegy 100 m vastag és kb. 1 km-en a felszínen követhető dájkot alakított ki. A területen található összes riodácit egy sorozatba tartozik, és ugyanabból a magmakamrából tört a felszínre (Malejev 1964).

A gránátos vulkanitokra regionálisan andezites összetételű tufa és lávatagozat rakódik, három rétegtagban. Az alsó rétegtagot 95%-ban, 20–300 m vastag andezit tufa alkotja, csak a tetején van néhány vékonyabb láva-folyás. A kitörési központokat a Popricsnij- és a tőle alig 1,5 km-re ÉK-re lévő Vitrova Szkalacsúcsához kötik. A középső rétegtag durva és finomszemcsés andezitet tartalmaz. Ezek sztratigráfiailag egy szintben vannak, mindkettő fordított polaritású, az aljzat- és fedőkomplexumok normál polaritásúak, de más típusú kapcsolat nem bizonyítható közöttük. A felső rétegtagot – az alsóhoz hasonlóan – nagyrészt tufák alkotják, ehhez kevés andezit láva és még kevesebb savanyú andezit kapcsolódik (Tolsztoj ed. 1974).

A vulkáni felépítményben a savanyú andezitek után tavi-alluviális üledék található, ami egy rövid szünetet jelez a vulkáni működésben.

Az újabb aktivizáció első lépésében dácit, riodácit dómok és belőlük eredő kisebb

lávafolyások alakulnak ki (Tolsztoj et al. 1974; Tyitov 1979).

A vulkanizmus záróakkordjaként több nagyméretű lávatararó és lávafolyás képződik. Ezeken belül elkülöníthető egy finom- egy közép- és egy durvaporfíros sorozat. Amíg a durvaporfíros andezitek kitörési központjai a Popricsnijhez kötődnek, addig a finom- és középszemcsés andezitek központja az Antalóci Poljanához.

DISZKUSSZIÓ

Az *első klaszter* adatait elemezve szembe-tűnő, hogy a kőzettípusok a K/Ar radiometrikus koradatokkal párhuzamosítva tovább bontják a csoportot. A legidősebb képződ-mények bádeni bazaltos andezitek. Kissé fiatalabb sorozatot képeznek a pannon andezitek és a legfiatalabbak a pannon bazaltos andezitek. Egy gabbró-diabáz intrúzió is megjelenik az adatok között. Sajnos, ez utóbbihoz koradatot nem tudunk csatolni, így csak feltételezzük, hogy a klaszterbe kerülés oka a genetikai folytonosság. A *második klaszter* adatai egri-eggenburgi gabbró intrúziókból származnak. Pontos koordinátákat nem, csak a települést jelölték meg a szerzők származási helyként. Sajnos, olyan adatsor sem szerepel közöttük, amelynek radiometrikus koradata is lenne, azonban a Merlics-Szpitkovszkaja (1974) szerzőpáros külön közöl egy $22\pm 4,0$ millió éves adatot. A *harmadik klasztert* szarmata bazaltos andezitek képviselik, míg a *negyedik klasztert* bádeni dácitok. Az *ötödik klaszter* szarmata-pannon granodioritja és dácitja között szintén erős párhuzam vonható. Ránézésre ebbe a sorozatba tartozik a *hatodik klaszter* dácitja is, azonban az algoritmus és a radiometrikus koradat kisebb szórása mégis elválasztja őket és inkább csak a szarmatába sorolja. A *hetedik klaszter* ottnangi-kárpáti gabbró-diabáz intrúzióival ugyanazok a problémák, mint a kettes klaszternél, a különbség annyi, hogy

itt a fent említett szerzőpáros $18\pm 2,0$ millió éves kort határozott meg.

Az itt elmondottak alapján a következő magmagenetikai egységeket alakítottuk ki (3. ábra):

1. Egri-eggenburgi korszakban képződött gabbrótestek;
2. Ottnangi-kárpáti korszakban képződött gabbró-diabáz testek;
3. Bádeni korszakban képződött bazaltos andezit;
4. Bádeni korszakban képződött savanyú vulkanitok;
5. Szarmata korszakban képződött bazaltos andezit;
6. Szarmata korszakban képződött savanyú magmás testek és vulkanitok;
7. Szarmata-alsó-pannon savanyú magmás testek és vulkanitok;
8. Szarmata-alsó-pannon andezitek;
9. Alsó-pannon bazaltos andezitek.

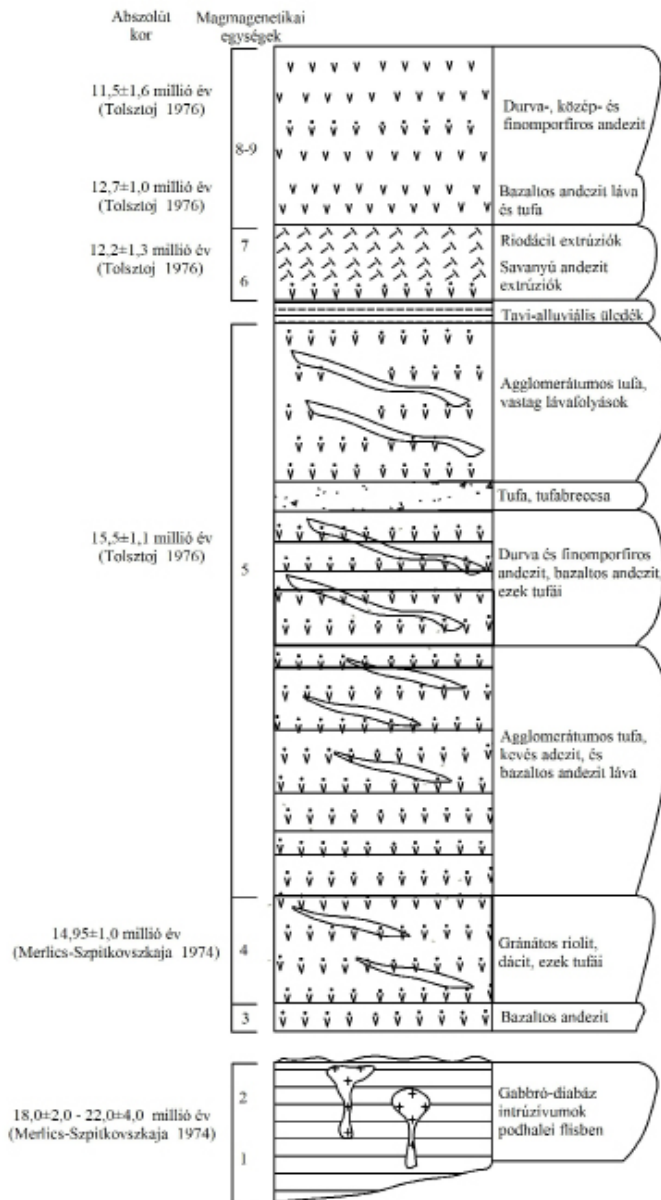
Az eredmények alapján az alábbi fejlődési rekonstrukció rajzolódik ki: A miocén elején, a szávai tektonofázisnak köszönhetően a területen intenzív tektonikai mozgások zajlottak. Újra aktiválódott a Pienini-szirtöv és a hozzá kapcsolódó keresztirányú törések. Így a terület aljzatát képező blokk D felé kibillent. E mozgások következtében a mai vulkáni felépítménytől ÉK-re, a kibillenő blokk és a Pienini-szirtöv határán mélységi magmás kőzettestek nyomultak be a kéregbe, illetve az éppen alakulóban lévő flisbe. Környezetük anyaga középső- és felső-eocén korú kavics és agyagrétegekkel tarkított homokkő és flis, illetve a szirtöv kréta márgás, mészköves, agyagos, homokos összletei.

Az óstájer tektonofázishoz köthetően újabb magmaképződés következett be, szintén a kibillenő blokk és a szirtöv vonalán, az előbbiekhöz hasonló környezetben. Ebben az esetben az intrúziók néhol már szubvulkáni szintre értek.

Az említett tektonofázishoz köthető regresszió következményeként a terület kiemelt, pusztuló szárazföldre vált. A lepusztulás termékei megtalálhatók a Paratethys Ny-i öbleiben, az Aknaszlatinai- és az Erdélyi-medencében, valamint a K-Szlovák-alföldön. Kisebb tengerelöntés csak a felsőbádeni közepén valószínűsíthető (Verescsagin,1982).

Az alsó-szarmatában a lajtai tektonofázis következtében újabb magmás aktivizáció következett be, melynek során kéregolvadékból képződött savanyú mélységi kőzettestek és hozzájuk kapcsolódó vulkanitok képződtek. Területileg részben megegyezik az eddigiekkel, részben É-felé tolódtak, az általános kollíziós mozgásnak megfelelően.

Ezt követően az alsó- és középső-szarmatában fokozódó vulkáni tevékenység figyelhető meg, jelentős mennyiségű bázisos láva és tufa képződött, a rétegtani tagolás szerint legalább 40 és 500 m közötti vastagságban (Tolsztoj 1974). A kitorési központok Tolsztoj (1974) szerint a Popricsnij- és a Szkála-csúcsok. Feltevését az ebbe az irányba vastagodó és durvuló vulkanitokra alapozza. A sztratovulkán épülésével párhuzamosan képződött parazitakúpokat Nevicke és Felsődomonya környékén sikerült azonosítani (Tolsztoj 1974). Tyitov (1979) Ókemencénél azonosított két kitorési központot, illetve egyet a Sziroj-patak felső folyása mentén a kalderában.



3. ábra. A Popricsnij paleosztratovulkán elvi szelvénye

A bázisos vulkanizmussal egyidejűleg intenzív süllyedés következett be, ami ezen a területen vékony tavi-alluviális réteg formájában jelent meg (Tolsztoj 1974; Verescsagin 1982).

A rövid szünet után a középső és felső-szarmatában újabb savanyú magmatizmus következett be. Perecsény környékén, ahol már

korábban is voltak intrúziók, mikrogranodiorit nyomul be, nagy valószínűséggel ehhez kapcsolható az ugyanitt megjelenő dácit és riolit extrúziók kialakulása is.

A vulkáni működés végén az alsó-pannonban andezites tufaszórás és lávaömlések következ-

tek be. Az andezitek szövetében háromféle szemcseméret figyelhető meg. A finom- és közepesen porfíros andezitek kitorési központjai az Antalóci Poljana területén lehetett, a durva porfíros láváké pedig a Popricsnij sztratovulkán (Tolsztoj 1974).

IRODALOMJEGYZÉK

- AFANASZJEV G. D.–ZIKOV SZ. I. (Афанасьев Г. Д.–Зыков С. И.) 1975: *Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада*. Наука, Москва. с.98
- CSÁSZÁR G. ed. 2000: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei*. Magyar Állami Földtani Intézet, MRB, Budapest. ISBN 963 671 2263.
- DURAN B. S.–ODELL P. L. (Дюран Б. С.–Оделл П. Л.) 1977: *Кластерный анализ*. Перевод с английского Демиденко Е. З. Статистика, Москва. 128р.
- GÖNCZY S. 2006: *Kárpátalja tektono-vulkanológiája a kutatási statisztikák tükrében*. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina. 85–99.
- HARANGI SZ. 1990: *Sokváltozós matematikai módszerek alkalmazása vulkáni közetsorozatok vizsgálatában*. Általános Földtani Szemle, 25. 179–192.
- JAMBU M. (Жамбю М.) 1988: *Иерархический кластер-анализ и соответствия*. Перевод с французского Б. Г. Миркина. Финансы и статистика, Москва. 342р.
- KARÁTSÓN D. 1996: *Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 73. 65–78.
- KETSKEMÉTY L.–IZSÓ L. 1996: *Az SPSS for Windows programrendszer alapjai. Felhasználói útmutató és oktatási segédlet*. SPSS Partner Bt., Budapest. 118р.
- KRUGLOV SZ. SZ. ED. (Круглов С. С. ред.) 1986: *Тектоника Украинских Карпат*. Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат, масштаб 1:200 000. Министерство геологии Украинской ССР, Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Киев. 152р.
- KUZOVENKO V. V. ED. (Кузовенко В. В. ред.) 2001: *Геологічна карта дочетвертинних утворень. Карпатська серія. М-34-XXXV (Ужгород), L-34-V (Сату Маре). М 1:200 000*. Західукргеологія.
- LOZINYAK P.–MISZJURA J. (Лозиняк П.–Місюра Я.) 2010: *Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину*. Геологія і геохімія горючих копалин, 2010, № 3–4. ISSN 0869-0774. 152–153.
- M TÓTH T.–ENGI M. 1997: *A new cluster analysis method for altered rock samples*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 77. 439–447.
- MALEJEV J. F. (Малеев Е. Ф.) 1964: *Неогеновый вулканизм Закарпатья*. Наука, Москва. с.250
- MERLICS B. V.–SZPITKOVSKAJA SZ. M. (Мерлич Б. В.–Спитковская С. М.) 1974: *Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруднение Закарпатья*. In: Резвой Д. П.: *Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов*. Издательство Вища школа, Львов. 173р.

- MOLNÁR B.–GEIGER J. 1981: *Homogénnek látszó rétegsorok tagolási lehetősége szedimentológiai, őslénytani és matematikai módszerek kombinált alkalmazásával.* Földtani Közöny, 111. 238–257.
- RADZIVILL A. J.–RADZIVILL V. J.–ТОКОВЕНКО V. SZ. (Радзивилл А. Я.–Радзивилл В. Я.–Токовенко В. С.) 1986: *Тектономагматические структуры неоген.* Наукова думка, Киев. 158р.
- SEGHEDI, I.–DOWNES, H.–PÉCSKAY, Z.–THIRWALL, F. M.–SZAKÁCS, A.–PRYCHODKO, M.–MATTEY, D. 2001: *Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians.* Lithos 57. 237–262.
- TOLSZTOJ M. I.–GASZANOV J. L.–ZSUKOV N. N.–MOLJAVKO V. G.–OSZTAFIJCSUK I. M.–PRODAJVODA G. T.–SZERGA A. J.–SZUNORADA A. V. (Толстой М. И.–Гасанов Ю. Л.–Жуков Н. Н.–Молявко В. Г.–Остафийчук И. М.–Продайвода Г. Т.–Серга А. Ю.–Сухорада А. В.) 1974: *Отчет по хозтеме №103-72 «Геохимические и петрофизические особенности характерных вулканогенных образований Выгорлат-Гутинской гряды Закарпаття, их сравнительная характеристика и сопоставление».* МВССО УССР, Киевский университет им. Т. Г. Шевченко, геол. фак., проблемная лаборатория физико-химических исследований горных пород, Мин. геол. УССР, Киевгеология, Закарпатская геологическая экспедиция.
- TOLSZTOJ M. I. ED.–GASZANOV J. L.–MOLJAVKO V. G.–OSZTAFIJCSUK I. M.–PRODAJVODA G. T.–SZERGA A. J.–SZUNORADA A. V.–TOLSZTOJ M. I. (Толстой М. И. ред.–Гасанов Ю. Л.–Молявко В. Г.–Остафийчук И. М.–Продайвода Г. Т.–Серга А. Ю.–Сухорада А. В.–Толстой М. И.) 1976: *Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат.* Издательское Объединение «Вища Школа». Издательство при Киевском Университете. Киев. 188р.
- ТИТОВ Е. М.–МАСКІВ В. В.–ТИТОВА В. І.–БЕЛІК Т. І. (Титов Э. М.–Мацкив Б. В.–Титова В. И.–Белик Т. И.) 1979: *Геологическая карта Закарпаття, М 1:200 000.* СЕВУКРГЕОЛОГИЯ, Закарпатская Геологическая Экспедиция.
- VERESCSAGIN V. N. ED. (Верецагин В. Н. ред.) 1982: *Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система.* Изд. Недра, Ленинград. с.616



2013. május 16.

Kádas Katalin, beregszászi származású képzőművész kiállításának megnyitója.