

ÁTTEKINTŐ PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATOK MÁTRA-HEGYSÉGI ANDEZITEKEN

MÁRTON PÉTER — M. SZALAY EMŐKE*

(9 ábrával, 4 táblázzal)

Összefoglalás: A mátrai ismert földtani helyzetű andezitfélek paleomágnese vizsgálatával szerzők a vulkáni működés időtartamára négy paleomágnese zónát állapítottak meg. Negatív zónát az alsó andezit szintre, pozitívot a középső andezit helyi jellegű vulkanitokkal képviselt szintjére, negatívot a középső andezit általános an elterjedt szintjére, végül pozitívot a felső andezitre. A talált zónák és váltakozásaik az újabb paleomágnese adatrendszerbe beilleszthetők, illetve azt egyrészt az alsótortonra vonatkozó pozitív zónával kiegészítik, másrészt szlovákiai, új-zélandi és japán eredményekkel korrelálva, a felső andezit korát a szarmatára adják.

Bevezetés

A paleomágnese vizsgálatoknak két fő iránya van. Az egyik a mágneses tér változásainak nyomokövetése a földtörténet folyamán. E cél elérésére jól datált és ismert tektonikai helyzetű képződményeket dolgoznak fel. A másik cél, ezen vizsgálati eredmények birtokában a paleomágnese módszer földtan-geofizikai alkalmazása.

A Mátra-hegység paleomágnese feldolgozásától a hosszú ideig tartó, többé-kevésbé folyamatos vulkáni működés részletes megismeréséhez mind földmágnese, mind földtani szempontból alapvető eredményeket várhatunk. A folyamatos vulkáni működés biztosítja, hogy legalábbis nagy vonalakban megismerjük a földi mágneses teret az adott időszakban. A földmágnese adatok (elsősorban az ún. paleomágnese zónák) birtokában viszont ugyancsak az adott időszakban létrejött, de kevésbé jól datálható vulkanitok rétegtani besorolását végezhetjük el akár a hegység területén kívül is.

Ebben a dolgozatban kiválasztott mátrai vulkáni szintek paleomágnese vizsgálatának eredményeiről számolunk be. A tárgyalás folyamán, a földtani háttér megrajzolására mellett ismertetjük az alkalmazott mérési és feldolgozási módszert.

I. A Mátra-hegység földtani viszonyainak áttekintése

A vulkáni működés korát a Mátrában a fekvőben levő helvétii slír és a fedőben levő tortonai lajtamészko a középsőmiocénre rögzíti (V a d á s z E., 1960). A burdigálai emeletbe sorolt alsó riolitúfa, a miocén vulkanosság első terméke nem tekinthető a mátrai vulkanosság bevezető fázisának, mert kiterjedése jóval nagyobb a Mátra kiterjedésénél (K u b o v i c s I., 1965). A burdigálai-helvétii emelet határán mentek végbe a vulkáni kitörést előidéző tektonikai mozgások.

Az andezitvulkáni tevékenység a helvétii emeletben indult meg. A vulkáni összletet S z á d e c z k y - K a r d o s s E. (1959) alsó, középső és felső részre tagolta.

Az alsó andezit K u b o v i c s I. (1963) vizsgálatai szerint nagy víztartalmú üledékes összleten tört át és sekély vízbe vagy nagy víztartalmú tufára ömlött. Ásvány-kőzetani jellegei alapján több kitörési központból származik. Keletkezése után hosszabb lepusztulási időszak következett, amelyet az andezit-tufa áthalmazása jelez.

Az alsó andezit lepusztult térszínére rakódott le a középső riolitúfa és utóbbinak alsótortonai kora rögzíti az alsó andezit kitörését a helvétii emeletre.

* Előadta a MFT Ásványtani Szakosztályának 1968. IV. hó 8.-i szakülésén

A középső rióituffára települ a középső ún. változókony andezitösszet, amelynek legteljesebb sorozata az ÉNy-Mátrában található. Tagolását K u b o v i c s I. (1965) végezte el a legnagyobb részletességgel (I. táblázat).

A középső andezit legalsó szintjét képező piroxénandezit és andezitodacit még helyi jellegű vulkáni kitorésekből származik, a bronzitós piroxénandezit az első, a hegységben általánosan elterjedt lávakőzet (K u b o v i c s I., 1965). A középső andezitcsoporthoz sorolják a mátrai telérek nagy részét is földtani helyzetük és ásvány-kőzettani jellegeik alapján.

A középső andezit kitorésének végső szakaszán nagy kalderabeszakadás volt, amelynek centrumában a gyöngyösorszi érces terület helyezkedik el (S z á d e c z k y - K a r d o s s E., 1959).

Ennek a ciklusnak a lezárulása után ismét erőteljes vulkáni tevékenység indult meg. V a r g a Gy. (1966) szerint a középső és felső andezit kitorése között lepusztulási időszak volt, S z á d e c z k y - K a r d o s s E. (1959) szerint csak pseudoagglomerátumos elválasztó szint van a kettő között és mint-hogy a pseudoagglomerátum utólagos átalakulás terméke, a két szint között nincs szünet a vulkáni működésben.

A középsőandezit szint felosztása K u b o v i c s I. szerint
Subdivision of the Middle Andesite Horizon, as proposed by
I. K u b o v i c s

I. táblázat — Table I.

VIII. andezittelérek

Amafitos andezit	VII. andezitogén kálitrachit
	VI. mikroandezit
	V. üreges (sejtes) andezit
	IV. amafitos andezit (plagioklász andezit)
III. augsitalapanyagú andezit	
Finom szemcsés andezittufa	
II. bronzitós piroxénandezit	
Lapillus, horzsaköves andezittufa	
I. andezitodacit hiperszténandezit	
Andezit, dacittufa	

A felső andezitszintbe sorolt vulkáni képződmények a középső és keleti Mátrában elterjedtek, S z á d e c z k y - K a r d o s s E. (1967) szerint kitorésük a sejtes andezit felett indult meg. Az alsó szint a Gallya-szint eléggé egységes kifejlődésű tömeges piroxénandezit, a felső a kéké-szint változatos kifejlődésű, finomlemez piroxénandezit.

A felső andezit kitorése után a hegység dél felé billent és északi előterébe erősen bázisos magma nyomult be.

A középső és felső andezit a földtani adatok alapján kitölti az egész tortonai emeletet (a felsőtortonai lajtamézőkben andezittufa betelepülések vannak).

A szarmata emeletben vagy még a tortonai végén nyomult fel a gyöngyössolymosi Kishegy és a lőrinci Mulaóhegy riolitikúpja (V a r g a Gy., 1966).

A hegységen belül Ny-ról K-felé haladva a vulkáni működés időbeli eltolódása figyelhető meg. Az északnyugati Mátrában megtalálhatók az andezites vulkáni működés első termékei és hiányzik a felső andezit, keleten az alsó andezit hiányzik és dominál a felső.

2. Mintavételi helyek

Az áttekintő paleomágneses vizsgálatokra felhasznált minták nagy része az északnyugati Mátrából származik, mivel itt teljes az alsó és középső andezitcsoport és a középső andeziten belül tisztázott a vulkáni kitorések sorrendje. A felső andezit szintet képviselő mintákat a középső és keleti Mátrában gyűjtöttük.

A feldolgozott mintavételi helyek a következők:

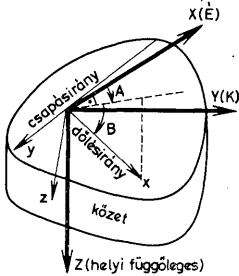
1. Ágasvár, alsó andezit
2. Csókakő alja, középső andezit I. szint
3. Csörgőpatak, középső andezit I. szint
4. Típanos, középső andezit II. szint
5. Mátrakeresztes, középső andezit V. szint

- 6. Mátrakeresztes, középső andezit, VI. szint
- 7. Rudóltanya, felső andezit
- 8. Nyesettvár, felső andezit
- 9. Kékestető, felső andezit
- 10. Lahócahegy, valószínűleg eocén andezit.

A római számok a középső andezit K u b o v i c s I. által megállapított szintjeit jelzik (I. táblázat). A középső és alsó andezit csoportból származó mintákat részben K u b o v i c s I. személyes segítségével, részben szóbeli közlései és publikációi alapján gyűjtöttük. A felső andezit mintavételi helyeinek kijelölését K i s s J. szóbeli közlése és irodalom alapján végeztük.

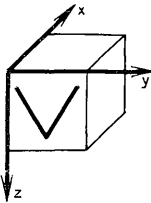
3. A mérési és feldolgozási módszer

Mintavételkor a kőzet helyzetére jellemző adatokat az ún. helyi koordinárendszerre vonatkoztatjuk. Ennek alapsíkja (X Y-sík) a helyi vízszintes sík, Z tengelye függőlegesen lefelé mutat. A koordináta rendszer +X tengelye a földrajzi észak, +Y tengelye pedig kelet felé mutat. Ebben a rendszerben a kőzetminta helyzetét – egy sík lapja mentén kijelölt – dőlésirányának azimúttjával (A) és a dőlés szögé-



1. ábra. A paleomágneses módszerben alkalmazott koordinárendszer. Jel magyarázat: X, Y, Z, = a helyi koordinárendszer; x, y, z, = a minta koordináta rendszere (a +z tengelye a kőzet belseje felé mutat); A = az azimút, B = a dőlés szöge

Fig. 1. Co-ordinate systems applied in the paleomagnetic method. Legend: X, Y, Z = local co-ordinate system; x, y, z = co-ordinate system of the sample (axis +z is oriented toward the centre of the rock); A = azimuth, B = angle of dip



2. ábra. A vizsgált minta jelölése és orientációja. Jel magyarázat: x, y, z, = a minta koordináta rendszere, V = az orientáció jelölése Fig. 2. Sign and orientation of the examined sample. Legend: x, y, z = co-ordinate system of the sample, V = sign of orientation



3. ábra. Az asztatikus magnetométer lengőjének felépítése Jel magyarázat: M₁ és M₂ asztatikus mágnespár

Fig. 3. Construction of the swinging magnet of the astatic magnetometer. Legend: M₁ and M₂ astatic magnet couple

vel (B) lehet megadni. A szögek az óramutató járásával megegyező irányban mérendők. Ezzel a mintavétellel magához a kőzetmintához is hozzárendelünk egy koordináta rendszert, a minta koordináta rendszerét, amelynek +x tengelye a dőlésiránnyal azonos irányú, +y tengelye a csopásirányban van, +z tengelye pedig befelé a kőzetminta belseje felé mutat (1. ábra).

A laboratóriumi mágneses mérésekhez a kőzetmintából megfelelő méretű (2,5 cm, 5 cm, 7 cm éhosszúságú) kockát (kockákat) vágunk ki az orientáció megtartása mellett, vagyis úgy, hogy a kocka három egymásba futó éle a minta koordináta rendszerének három tengelye legyen (2. ábra). A kockára az ábrán megadott módon rajzolt V jel egyértelműen jellemzi ezt az orientációt.

A mágneses vizsgálatok az így elkészített kőzetkockák mágnesezettségének mérésére irányulnak, illetve a mérési eredményekre támaszkodnak. A kőzetkocka mágnesezettsége (vagy mágneses momentuma)

kényelmesen mérhető asztatikus magnetométerrel, amelynek fő része a vékony torziószálon függő lengő, amely egymástól néhány cm távolságban mereven felerősített két antiparallel mágnest tartalmaz (3. ábra). Két mágnés alkalmazása a földi mágneses tér hatásának kompenzálására szükséges (aszztatizáció). A lengőt a helyi mágneses meridiánba kell beállítani. Méréskor a lengő a minta mágneses terének gradiensevel arányosan elfordul. Az elfordulás a ráerősített tükrőről visszavert fény sugarát elmozdítása által válik láthatóvá. Méréseinknél a Geofizikai Intézet tihanyi Observatóriumában ill. az ELTE Geofizikai Tanszéken felállított saját készítésű és az MA-21 típusú gyári magnetométereket használtuk.

Ezek lényegében azonos érzékenységszűkezők. Mérési intervallumuk mágnesezettségre vonatkoztatva $1-10^{-7}$ cgs-ig terjed. Városi méréseknél az elektromágneses zavarok miatt a mérési intervallum a nagyobb érzékenység felé leszűkül.

A magnetométeres mérési adatok közvetlenül a minta remanens mágnesezettségének komponenseire vonatkoznak a minta koordináta-rendszerében. Legyenek ezek J_x, J_y, J_z . A helyi koordináta-rendszerben a minta mágnesezettségének komponenseit (J_X, J_Y, J_Z) az alábbi transzformáció szolgáltatja:

$$J_X = J_x \cos A \cos B - J_y \sin A - J_z \cos A \sin B,$$

$$J_Y = J_x \sin A \cos B + J_y \cos A - J_z \sin A \sin B,$$

$$J_Z = J_x \sin B + J_z \cos B.$$

A mágnesezettség helyi koordináta-rendszerre vonatkozó irányát a deklináció (D) és inklináció (I) szöge jellemzi. A deklináció a mágnesezettség irányának vízszintes vetülete és a $+X$ tengely által bezárt szög. Az inklináció a mágnesezettség irányának vízszintes sikkal bezárt szöge, lefelé pozitív, felfelé negatív.

$$D = \arctg \frac{J_Y}{J_X}; \quad I = \arctg \frac{J_Z}{\sqrt{J_X^2 + J_Y^2}}$$

A mágnesezettség abszolút értékét J -t, a

$$J = \sqrt{J_X^2 + J_Y^2 + J_Z^2}$$

képletből számoljuk. Ugyanabból a feltárásból vett minden mintára meghatározzuk D -t, I -t és J -t.

Adott mintacsoport mágnesezettségi irányainak ábrázolására sztereografikus projekciót (Wulff-háló) használunk. A projekció alsó félgömbjén levő pontok felelnek meg a pozitív, a felső félgömbön levők a negatív inklináció értékeknek. Az ábrázolásban a tele körök pozitív inklinációjú, az üres körök negatív inklinációjú irányokat jelölnek. A jelenlegi földi mágneses tér iránya Magyarországon a $D \sim 0^\circ$, $I \sim +63^\circ$ szögekkel adható meg. A mai és a maival egyező polaritású, pozitív inklinációjú földmágneses teret tekintjük normális irányúnak, az egykori negatív inklinációjú teret pedig (a jelenlegihez képest) fordítottnak. Megjelölésükre a N (normal) és R (reverse) betűket használjuk.

A magmás kőzetek természetes remanens mágnesezettsége az eredeti, a kőzet keletkezésekor ható földi mágneses térrel egyirányú ún. termoremanens mágnesezettségen (TRM) kívül másodlagos, nem kívánt mágnesezettségi komponenseket is tartalmazhat. Az egykori mágneses tér irányának meghatározásához a másodlagos mágnesezettségi komponenseket valamilyen mágneses tisztítási módszerrel le kell rombolni. A leggyakoribb másodlagos komponens, az izotermikus remanens mágnesezettség (IRM). Eltüntetésének leghatásosabb eszköze a váltóáramú lemágnesezés. A lemágnesezés hatása sokszor úgy nyilvánul meg, hogy kellő mértékű lemágnesezés (tisztítás) után a mágnesezettségi irányok sokkal kisebb szórást mutatnak, mint a természetes mágnesezettségi irányok ugyanazon mintacsoportra. A váltóáramú mágneses tisztítást méréseink folyamán alkalmaztuk és a feldolgozás jelenlegi stádiumában általában a lemágnesezés utáni mágneses irányadatokat tekintjük az illető kőzet létrejöttékor ható földi mágneses tér irányaként. Pontosabban, minden külön mintacsoportra közepes D és I irányokat számolunk (\bar{D} és \bar{I}) és ezekkel jellemezzük az egykori földi mágneses tér irányát a megfelelő mintavételi helyen.

$$\bar{D} = \arctg \frac{\eta}{\xi}; \quad \bar{I} = \arcsin \frac{\zeta}{\sqrt{\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2}},$$

ahol

$$\xi = \sum_{i=1}^N \cos I_i \cos D_i,$$

$$\eta = \sum_{i=1}^N \cos I_i \sin D_i,$$

$$\zeta = \sum_{i=1}^N \sin I_i.$$

N a csoportban levő minták száma.

A földmágneses tér szerkezetének megfelelően azonos korú de más-más helyen fekvő képződmények különböző D és I értékpárokat adnak. Ezek így nem vehetők össze. Az adatok az egykori mágneses pólushelyzet meghatározása után hasonlíthatók össze. A pólushelyzet meghatározásánál feltételezzük, hogy a földi mágnesestér dipól jellegű volt, tehát a földmágneses szélességet a dipólegenletből számítjuk.

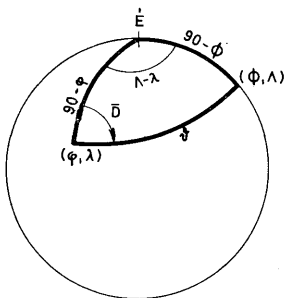
$$\operatorname{tg}(90 - \vartheta) = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \bar{I},$$

ahol ϑ a földmágneses pólustávolság. Ha ϕ és λ a mintavételi hely koordinátái, Φ és A a keresett „virtuális pólus” koordinátái, akkor a 4. ábra gömbháromszögéből

$$\sin \Phi = \cos \vartheta \sin \varphi + \sin \vartheta \cos \varphi \cos \bar{D}$$

és

$$\sin(A - \lambda) = \sin \vartheta \frac{\sin \bar{D}}{\cos \Phi}$$



4. ábra. A virtuális földmágneses pólus meghatározásának geometriája. Jelölmege: ϕ, λ a mintavételi hely koordinátái, \bar{D} a közepes deklináció, \bar{I} közepes inklináció, Φ, A a pólus koordinátái, ϑ a dipólegenletből meghatározható pólustávolság

Fig. 4. Geometry of the determination of the virtual geomagnetic pole. Legend: λ, ϕ = co-ordinates of the sampling point, \bar{D} = mean declination, \bar{I} = mean inclination, Φ, A = co-ordinates of the pole, ϑ = pole distance determinable from the dipole equation

A remanens mágneszettség irányokra vonatkozó mérési eredmények statisztikai szempontból véletlen mintavételnek felelnek meg. Feltételezzük (Fisher, R. A., 1953), hogy az a sokaság, amelyből a véletlen minta származik, az alábbi két tulajdonsággal rendelkezik:

1. a vektorpontok az egységgömb felületén középpontjuk körül azimutálisan szimmetrikus elhelyezkedésűek.

2. a pontok sűrűségét középpontjuktól ψ szögtávolságra a $p = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K} e^{K \cos \psi}$ valószínűségi sűrűség függvény szabja meg, amelyben K a pontosságra jellemző paraméter. (A kifejezés a kétdimenziós szimmetrikus Gauss-eloszlás analogonja.)

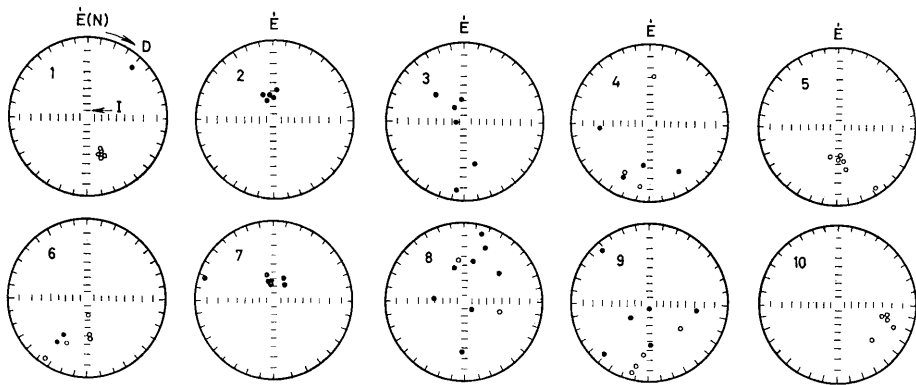
E statisztikai minta segítségével megbecsülhetjük a közepes remanens mágneszettség irányt. Az elégséges becslést a mintaelemek iránykoszinuszainak összegezésével érhetjük el. A középirány e módszerrel történő becslésének pontosságára a

$$K = \frac{N - 1}{N - R}$$

érték jellemző (Fisher, R. A., 1953), ahol N a mérések (kőzetminták) száma, $R = (\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)^{1/2}$, ξ, η, ζ az iránykoszinuszok összege (lásd előbb). Szemléletesen,

- ha $K = \infty$, akkor az összes mintaelem egybeesik (az összes J irány azonos).
- ha K nagy érték, akkor majdnem egybeesnek a mintaelemek (majdnem párhuzamos irányok).
- ha $K = 1$, ($R = 1$ esetén), akkor a mintaelemek fele ellentétes irányú a másik felével (antiparallel J irányok).

Mivel a középirány meghatározása ilymódon egy véletlen minta segítségével történik, ezért a valódi és becsült irány között egy véletlen jellegű eltérés van. Ez az eltérés a mérési eredményekre támaszkodva megállapítható ill. elérhető, hogy a valódi irány $1 - P$ valószínűséggel belessék a becsült középirány köré 2α nyílásszöggel rajzolt kúpba. Ha P -t előre megválasztjuk, akkor éppen az α szöveget (a konfidencia kör



5. ábra. A természetes remanens mágneszettség irányai mintáinként és mintavételi helyenként. J e l m a g y a r á z a t : 1-10 = mintavételi helyek sorszáma, D = deklináció, I = inklináció. Az ábrázolás módját illetőleg a szövegre utalunk
 Fig. 5. Trends of natural remanent magnetism for each sample and sampling point. L e g e n d : 1 to 10 = serial numbers of the sampling points, D = declination, I = inclination. Method of representation described in text

sugarát) számíthatjuk ki az adott mintából. Paleomágneses méréseknél $(1-P)$ -t (a megbízhatósági szintet 95%-nak veszik, amely a $P = 0,05$ választással egyenértékű. Az α érték becslésére az

$$1 - \cos \alpha = \frac{N - R}{R} \left\{ \left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\}$$

összefüggés alkalmas (Fisher R. A., 1953).

A középirány meghatározásának hibája a pólushelyzet megadásának pontosságára is kihat α sugarú konfidencia kör esetén a virtuális pólusra vonatkozó „konfidencia ovál” tengelyei a mintavételi helyet és a pólust összekötő főkör mentén (Nagata, T. 1961)

$$\Delta p = \frac{1}{2} (1 + 3 \cos^2 \theta) \alpha$$

erre merőlegesen

$$\Delta m = \frac{\sin \theta}{\cos \bar{I}} \alpha$$

4. Mérési eredmények

A kőzetminták természetes remanens mágnesezettségének irányjai mintacsoportonként összefoglalva az 5. ábrán láthatók. A középirányok (D, I) meghatározására felhasználált — váltóáramú lemágnesezéssel mágnesezen tisztított — irányadatokat a 6. ábra mutatja. A két ábra összevetéséből látható, hogy az irányok szórása tisztítás után általában kisebb, mint tisztítás előtt (3., 4., 6., 8. csoportok).

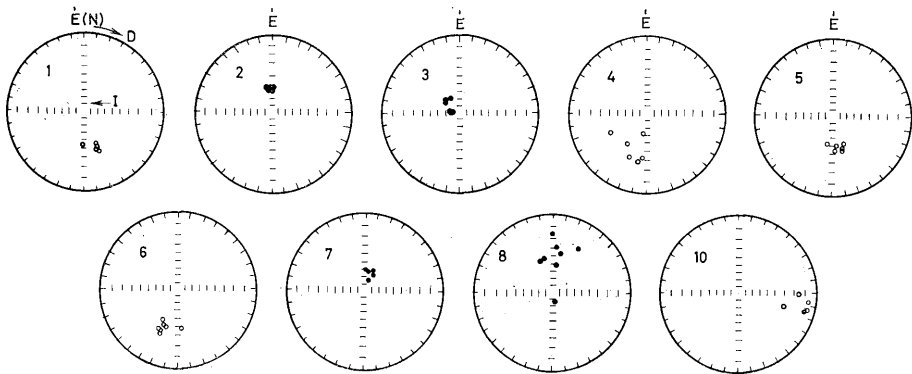
Váltóáramú lemágnesezéssel szemben mutatott instabilitása miatt a 9. mintacsoportot (Kékes) ki kellett rekeszteni a további paleomágneses feldolgozásból. Azokat a mintákat, amelyekben az eredeti termoremanens mágnesezettséget teljesen háttérbe szorító másodlagos komponenseket váltóáramú tisztítással nem lehetett eltávolítani, a további feldolgozásból kirekesztettük. Ezek a minták ilyen módon a 6. ábrán nem szerepelnek.

A 7. ábra szemlélteti a váltóáramú lemágnesezés hatását a mágnesezettség abszolút értékére, a mágnesezes intenzitásra mintavételi helyenként a csoportot jellemző egy-egy mintára. A lemágnesező váltótér csúcserősségének függvényében ábrázolt mágnesezettség értékek a természetes remanens mágnesezettségre mint egységre vonatkoznak. A nagy irányszóráson kívül az intenzitásadatok is a 9. csoport instabilitására utalnak (667 sz. minta). A 8. csoportból kirekesztett minták (képviselője 652) a normálisnál (645) nagyobb mérvű intenzitás csökkenése ugyancsak azt jelzi, hogy itt az elsődleges komponens elpusztult.

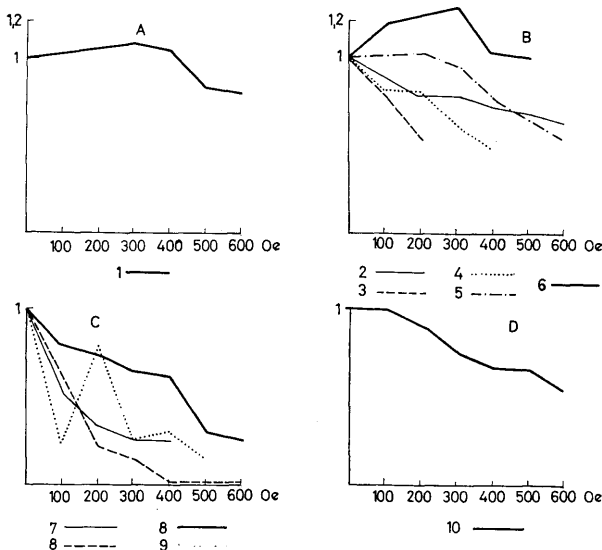
A közepes deklináció és inklináció értékek (8. ábra) szolgáltak alapul a virtuális paleopólushelyzetek számításához. A 8. mintacsoportra nem számítottunk közepes deklináció és inklináció értéket. A mágnesezettségi irányok ui. a legkisebb szórást adó 100 oe-nél erősebb váltótérben történt (6. ábra) lemágnesezések hatására rendszertelenül szétszóródtak. A 9. ábrán összefoglalóan tüntettük fel a normális ill. fordított irányú csoportok közepes pólusát, valamint az adott időszakra vonatkozó közepes pólust. Az ábrán a jelenlegi évszázados változás mértékét reprezentáló — a londoni utolsó 400 éves obszervatóriumi adatokból (D és I) számított — pólusvándorlási görbe is szerepel.

5. Az eredmények értelmezése

Az eredmények értelmezésének alapját az képezi, hogy a mintacsoportok mágnesezes tisztítás után kapott középirányait tekintjük az egykori mágnesezes tér irányaként. Adott időszakra vonatkozó pólusok szórását általában két okra lehet visszavezetni. Az egyik a földi mágnesezes tér szekuláris változása, amelynek mértékét a jelenlegi változást fogadjuk el (9. ábra). A másik, hogy a kőzet eredeti fekvése tektonikai mozgások



6. ábra. A remanens mágnesezettség tisztítás utáni irányai mintáinként és mintavételi helyenként (1–10-ig, kivéve 9.). Jelmagyarázat és az ábrázolás módja azonos az 5. ábrával
 Fig. 6. Post-purification trends of remanent magnetization for each sample and sampling point (1 to 10, except for 9.) Legend and method of representation identical with those of Fig. 5



7. ábra. Lemágnesezési görbék. J e l m a g y a r á z a t: A) Alsó andezit: 1. Ágasvár (466. sz. minta); B) Középső andezit: 2. Csókakő alja (479. sz. minta), 3. Csörgőpatak meder (474. sz. minta), 4. Tippanos (685. sz. minta), 5. Mátrakeresztes sejtjes andezit (692. sz. minta), 6. Mátrakeresztes mikroandezit (483. sz. minta); C) Felső andezit: 7. Rudolf tanya (636. sz. minta), 8. Nyesettvár (652. és 645. sz. minta), 9. Kékestető (667. sz. minta); D) Lahoca-hegy: 10. Lahoca-hegy (590. sz. minta). A vízszintes tengelyen a lemágnesező, váltakozó mágneses tér nagysága oerstedeckben, a függőleges tengelyen az egyes lemágnesezési fázisokhoz tartozó, — a természetes remanens mágnesezettségre, mint egységre vonatkoztatott — mágnesezettség-értékek vannak feltüntetve

Fíg. 7. Demagnetization curves. L e g e n d: A) Lower Andesite: 1. Ágasvár (sample 466.); B) Middle Andesite: 2. Base of the Csókakő (sample 479.), 3. Bed of Csörgő brook (sample 474.), 4. Tippanos (sample 685.), 5. Cellular andesite of Mátrakeresztes (sample 692.), 6. Microandesite of Mátrakeresztes (sample 483.); C) Upper Andesite: 7. Rudolf tanya (sample 636.), 8. Nyesettvár (sample 652. and 645.), 9. Kékestető (sample 667.); D) Mount Lahóca: 10. Mount Lahóca (sample 590.). The horizontal axis, showing intensity of the alternating magnetic field of demagnetization, is calibrated in oersteds; the vertical axis is calibrated in magnetization values with reference to the natural remanent magnetism—as unit—of the individual demagnetization phases

miatt megváltozott. Tektonikai mozgások paleomágneses módszerrel általában akkor mutathatók ki, ha a mozgások nagyobb mértékben hatnak a pólushelyzetre, mint a mágneses tér szekuláris változása.

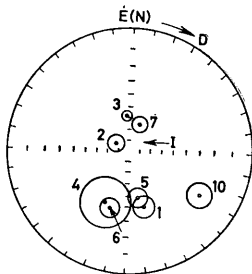
Paleomágneses mérési eredményeinkben az tükröződik, hogy az egyes mintavételi helyekre számított pólushelyzetek eltérései a belőlük számított közepes pólushelyzettől a 3. és 10. mintacsoportok kivételével nem haladják meg ezt a mértéket. A 3. pólus lényeges eltérése a közepes pólushelyzettől viszont már tektonikai mozgás eredménye lehet. A 10. pólus eltérése — ha a csoport mágnesezettsége termoremanens — tektonikai mozgás hatásaként, egyébként az eredeti mágnesezettség helyébe került kémiai folyamatok által létrejött mágnesezettség eredményeként tekintendő. Mind a 3. mind a 10. pólusok

eltérésének tisztán földmágneses oka is lehet: az illető kőzetek létrejöttükre a földi mágneses tér fő komponense nem a dipól összetevő volt (térfordulási időszak). Ez a probléma kőzetmágnességi vizsgálatokkal megoldható.

Adataink szerint (II. táblázat) a mintacsoportok egy része egyenesen (N) (a mai földmágneses térrel közel megegyező irányban), más része fordítottan (R) (a mai földmág-

8. ábra. A mágnesesen tisztított adatokból (6. sz. ábra) számított középirányok a konfidenciakörökkel. Jelmagyarázat azonos az 5. és 6. ábráéval

Fig. 8. Mean trends with the circles of confidence, as computed from the magnetically purified data (sample 6.). Legend, see Figs. 5. and 6.



neses térrel közel ellentétes irányban) mágnesezett. A vulkáni működés sorrendjének ismeretében ezeket az egyenesen és fordítottan mágnesezett csoportokat hozzárendelhetjük a megfelelő kitérésű fázishoz. Ezáltal a vulkáni működés idejére két egyenes és két fordított paleomágneses zónát állapíthattunk meg (II. táblázat).

Az alsó andezitét képviselő mintacsoport (1.) fordított zónát jelez (R). A középső andezit legalsó szintje (2., 3.) egyenesen mágnesezett (N). A bronzitos piroxéndandezit, sejtés andezit és mikroandezit szintek (4., 5., 6) fordított mágnesezettségűek (R). A felső andezit kiértékelhető képviselői (7., 8.) egyenes zónába kerülnek (N).

Ezek szerint az alsó andezit a középső andezit legalsó szintjétől paleomágnesesen is elkülöníthető. Ugyancsak éles különbség van a középső andezit helyi jellegű kitéréséből származó legalsó szintjének egyenes mágnesezettsége és a középső andezit többi szintjének fordított mágnesezettsége között. A felső andezit szint egyenes mágnesezettségével a középső andezit felső szintjeitől elütő újabb mágneses vezérszintet szolgáltat (N).

A közép-szlovákiai miocén vulkanizmusra vonatkozó paleomágneses eredmények (N a i r n, A. E. M., 1967) módot adnak arra, hogy a mátrai és közép-szlovákiai paleomágneses adatokat összevessük (III. táblázat). Az adatok nyilvánvaló egyezése mellett az eltérésekben a két adatrendszer nem tükröz ellentmondást, hanem egymást kölcsönösen kiegészíti. A mátrai alsó andezitre és a középső andezit legalsó részére vonatkozó adatok újak a közép-szlovákiaiakhoz képest. A mátrai felső andezit egyenesen mágnesezett zónáját viszont paleomágnesesen a közép-szlovákiai alsószarmata vulkanitokkal lehet egyeztetni. Ez a korreláció azért is jogos, mert a szlovákiaikon kívül az új-zélandi és japán vizsgálatok is azt mutatják, hogy az alsószarmatában a maival megegyező polaritású volt a tér (IV. táblázat).

Megjegyezzük még, hogy a gyöngyössolymosi Kishegy riolitja is egyenesen mágnesezett, ami a felső andezittel azonos korát jelentheti, amennyiben a riolit nem fiatalabb az alsószarmatánál (IV. táblázat).

A vizsgálatok jelenlegi stádiumában a kelet-szlovákiai miocén vulkanitokra vonatkozó paleomágneses eredmények nem korrelálhatók egyértelműen sem a mátrai,

Mintavételi helyek	Minták száma		Földrajzi koordináták		Közepes		Fisher-statisztika		Az egykori virtuális földmágneses pólus koordinátái		A konfidencia ovál féltengelyei		Az egykori tér polaritása	Paleomágneses zóna
	mért	feldolgozott	ϕ	λ	deklináció D	inklináció I	K	α	Φ	Λ	Δp	Δm		
9. Kékestető	12	0	47,9	20,0					i n s t a b i l					
8. Nyesettvár	10	8	47,9	19,9	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
7. Rudoltanya	5	5	47,9	20,0	19	63,3	133	6,6	77	114	8,1	10,6	+	N
6. Mátrakeresztes (mikroandezit)	7	7	47,9	19,8	196	-37	66	7,5	60	168	5,1	9,0	-	
5. Mátrakeresztes (sejtes andezit)	6	6	47,9	19,8	168	-46,9	83	7,4	68	230	6,1	9,6	-	R
4. Tippanos	7	6	47,9	19,8	203	-40,4	15	17,8	60	154	13,2	21,4	-	
3. Csörgőpatak-meder	6	6	47,9	19,8	299	74,9	71	7,7	54	335	12,8	13,9	+	
2. Csókakő alja	5	5	47,9	19,8	354	56,8	400	3,8	79	226	4,0	5,3	+	N
1. Ágasvár	6	5	47,9	19,8	163	-39	80	8,5	61	233	6,0	10,2	-	R
10. Lahóca-hegy	5	5	47,9	20,1	110	-21,2	67	9,4	22	282	5,3	9,9	-	

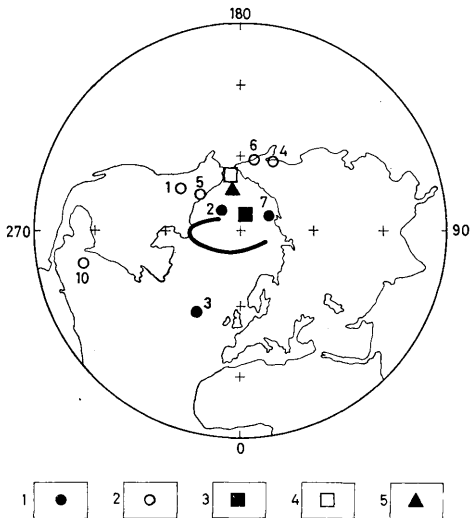
Jelmagyarázat: ϕ , λ = a mintavételi hely koordinátái, \bar{D} = közepes deklináció, \bar{I} = közepes inklináció, K = a pontosságra jellemző paraméter, α = a konfidenciakör sugara, Φ = a virtuális földmágneses pólus szélesség - koordinátája, Λ = a virtuális földmágneses pólus hosszúság koordinátája, Δp , Δm = A konfidenciaovál féltengelyei, +, -, = egyenes, ill. fordított mágnesezettség, N, R = egyenes (normál, N), ill. fordított (reverz, R) paleomágneses zóna

Legend: ϕ , λ = co-ordinates of the sampling point, \bar{D} = mean declination, \bar{I} = mean inclination, K = Parameter characteristic of accuracy, α = radius of the circle of confidence, Φ = co-ordinate of the virtual geomagnetic pole latitude, Λ = co-ordinate of the virtual geomagnetic pole longitude, Δp , Δm = Half-axes of the ellipse of confidence, +, -, = direct and reverse magnetization, respektively, N, R = direct (normal, N) and reverse (R) paleomagnetic zones, respectively

Mátrai és szlovákiai vulkáni szintek paleomágneses korrelációja
 Paleomagnetic correlation of the volcanic horizons of the
 Mátra Mountains with those of Slovakia

III. táblázat — Table III

Emelet		Paleomágneses zóna	Mátra-hegység	Polaritás	Közép-Szlovákia (Nairn, 1967)	Polaritás	Kelet-Szlovákia Korábbi korrel. (Nairn, 1967)	Polaritás	Kelet-Szlovákia Újabb korreláció (Nairn, 1967)	Polaritás			
Szarmata	felső	R	Felső andezit	+	Befejező andezitfázis Harmadik riolitfázis Harmadik andezitfázis intruzívumok	— — — +	Második andezitfázis Első	— — +	Második andezitfázis Első andezitfázis Második riolitfázis Bevezető	— + — +			
	középső	N									—	—	—
		R									—	—	—
	alsó	N									+	+	+
Tortonai	felső	R	Középső Andezit	↑ II—VI. ↓	Második andezitfázis Második riolitfázis Első andezitfázis	— — —	andezitfázis Második riolitfázis Bevezető	— — +	andezitfázis	— — +			
	középső	R									—	—	—
	alsó	N									+	—	+
Helvétai		R	Alsó andezit	—			andezitfázis	—					



9. ábra. A virtuális földmágneses pólusok elhelyezkedése a Föld felszínén. Jelmagyarázat: 1. Északi földmágneses pólusok (2., 3., 7. mintacsoportok), 2. Déli földmágneses pólusok (1., 4., 5., 6., 10. mintacsoportok), 3. A 2., 7.-ből számított (É-i) közepes pólus, 4. Az 1., 4., 5., 6.-ból számított (D-i) közepes pólus, 5. Az 1., 2., 4., 5., 6., 7.-ből számított középsőmiocénre vonatkozó átlagos pólushelyzet (kevert polaritás). A vastagon kihúzott vonal a virtuális földmágneses pólus londoni obszervatóriumi adatokból (1540-től) számított nyomvonal, és a jelenlegi évszázados változás mértékét mutatja be

Fig. 9. Distribution of the virtual geomagnetic poles on the Earth's surface. Legend: 1. Northern geomagnetic poles (sample groups 2., 3., 7.), 2. Southern geomagnetic poles (sample groups 1., 4., 5., 6., 10.), 3. Mean pole (northern), as calculated from 2. and 7., 4. Mean pole (southern), as calculated from 1., 4., 5. and 6., 5. Mean Middle Miocene pole, as calculated from 1., 2., 4., 5., 6. and 7. (mixed polarity). The fat line represents the track of the virtual geomagnetic pole, as calculated (since 1540) from the data of the London Observatory, indicating the size of recent secular variation

sem a közép-szlovákiai adatokkal (Nairn, A. E. M., 1967). Nairn korábbi álláspontja szerint a vulkáni működés Kelet-Szlovákiában is, hasonlóan Közép-Szlovákiához már az alsótortonaiában elkezdődött. Ebben az esetben a mátrai és kelet-szlovákiai paleomágneses zónák szintről-szintre egyeztetetők, ha a legalsó negatív zónát a helvét emeletbe tesszük, mivel a Mátrában az alsó andezit helvét kora bizonyított (III. táblázat). Nairn újabb álláspontja a paleomágneses eredményeken kívül Kuthan, M. (1948, 1964) földtani vizsgálataira támaszkodik. Eszerint a kelet-szlovákiai vulkánosság a tortonai emelet legtetéjén kezdődött és súllyal a szarmatára esik. A közép- és kelet-szlovákiai paleomágneses zónák korrelálása ebben az esetben is elvégezhető (III. táblázat).

A szlovákiai korrelációs problémák megoldását vagy legalább előrelépést a kérdés megoldásában a Zempléni-hegység részletes paleomágneses vizsgálatától várhatjuk. Földtani megfigyelések alapján (Szádóczky-Kardoss E., et al., 1967) a Zempléni-hegységben a vulkáni működés a felsőtortonai emeletben indult meg és zömmel a sar-

Vulkáni képződmények és paleomágneses zónák a tortonai — szarmata
határ közelében
Volcanic rocks and paleomagnetic zones near the Tortonian — Sarmatian
boundary

IV. táblázat — Table IV.

Emelet	Paleomágneses zóna	Közép-Szlovákia	Új-Zealand	Japán	Mátra-hegység
Szarmata	R	Harmadik andezitfázis	Második eruptív fázis		
alsó	N	intruzívumok	Első kitörési fázis	Omame-zawa formáció	Felső andezit
Tortonai	R	Második andezitfázis		Yumoto formáció	Középső andezit ↓

matába esett, a két terület genetikai kapcsolata miatt N a i r n utóbbi korrelációja látszik helyesebbnek.

A Zempléni-hegységre vonatkozó természetes remanens mágnesezettségi irányok mérési eredményei (P a n t ó G., 1961, 1962) a Boer-féle paleomágneses zónabeosztással (1957) korrelálva a földtani adatoknak ellentmondanak. A P a n t ó G. által földtani bizonyítékok alapján szarmatának tartott képződmények ugyanis egyenesen mágnesezettek voltak, míg B o e r 1957-es paleomágneses sztratigráfiája szerint (P a n t ó G., 1962) a tortonai emeletben végig egyenes, a szarmatában pedig végig fordított volt a földmágneses tér.

A szarmata vulkanitok egyenes mágnesezettsége az újabb kutatások alapján meg-
rajzolt paleomágneses képbe azonban beilleszthető.

IRODALOM—REFERENCES

- Csillagné, T e p l á n s z k y E. (1965): A Mátra-hegység középső részének fedőandezitváltozatai. Földt. Int. Évi Jelentése az 1963 évről. — F i s h e r, R. (1953): Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. 217. 1130. — I r v i n g, E. (1964): Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems, John Wiley New York (London) Sydney. — K u b o v i c s I. (1962): A vulkáni hegységek beszakadós szerkezete. Földt. Közönlöny 92. 3. — K u b o v i c s I. (1963): Az Északkeleti Mátra földtani és köztettani vizsgálata. Földtani Köz. 93. 2. — K u b o v i c s I. (1963): Az ÉNY-i Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. Földtani Közönlöny 93. 4. — K u b o v i c s I. (1965): Az Északnyugat-Mátra és Kelet-Mátra földtani és köztettani vizsgálata. Kandidátusi disszertáció — K u t h a n, M. (1948): Undulačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologie studie v servernej časti Presovských hor. Práce SGÚ, zosít 17, Bratislava — K u t h a n, M. (1964): Vysvetlivky y prehladnej geologickej mape CSSR 1 : 200,000 list Zborov, Kosice, 35–38, Bratislava — N a g a t a, T. (1961): Rock magnetism. Maruzen, Tokyo. — N a i r n, A. E. M. (1967): Paleomagnetic investigations of tertiary and quaternary igneous rocks: III. paleomagnetic study of the East Slovak Province. Geologische Rundschau 56. — P a n t ó G. (1961/1964): A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1961. Földt. Int. Évi Jel. — P a n t ó G. (1962/1964): A Tokaji-hegység földtani vizsgálata, 1962. Földt. Int. Évi Jel. — S v o b o d a, K. (1962): Beitrag zur Klassifikation der Slowakischen Tuffe. Untersuchungen im Slowakischen Vulkanischen Gebiet. Acta Geol. 7. 3–4. — Szádeczky-Kardoss E.—Pantó Gy.—Póka T.—Pantó G.—Székely-Fux V.—Kiss J.—Kubovics I. (1967): Die Neovulkanite Ungarns. Acta Geol. 11. 1–3. — Szádeczky-Kardoss E. (1958): A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Köz. 88. 2. — Szádeczky-Kardoss E. (1959): A kárpáti közbelső tömeg magmás mechanizmusáról. MTA budapesti Geokémiai Konferenciájának munkálatai, Budapest. — Szádeczky-Kardoss E.—

Vida cs A.—Varrók K. (1959): A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa. MTA budapesti Geokémiai Konferenciájának munkálatai, Budapest — Vadasz E. (1960): Magyarország földtana. Akad. Kiadó, Budapest — Vadasz E. (1957): Földtörténet és földfejlődés. Akadémiai Kiadó, Budapest — Varga Gy. (1966): A Mátra-hegység fejlődéstörténetének vázlata, Földt. Int. Évi Jelentése az 1964 évről — Vidacs A. (1964): A Mátra-hegység középső részének vulkanológiai szerkezete. Földt. Int. Évi Jelentése az 1962 évről

Paleomagnetic Investigations of Andesites from the Mátra Mountains, Hungary

P. MÁRTON—M. SZALAY E.

The results of the paleomagnetic investigation of selected andesite horizons of the Mátra Mountains are presented. Interpretation of the results is based on the data of magnetization obtained by purification by alternating current.

According to geological evidence andesite volcanism of the Mátra Mountains starts in Helvetian and ends at the end of Tortonian time. Three major volcanic cycles have been distinguished. The eruption of the Lower Andesite took place in Helvetian time, from a few minor centres. Then a period of denudation followed. The Middle and Upper Andesites were formed in the Tortonian. The Middle Andesite may be divided into several horizons. The hypersthénic andesites and andesito-dacites of the lower horizons are found only in some places, while the upper horizons (bronzitic pyroxene andesite, cellular andesite, microandesite) are traceable throughout the Mountains. Probably, volcanic activity did not stop between the eruptions of the Middle and Upper Andesites. The Upper Andesite divided into two horizons, is wide-spread in the central and eastern Mátra Mountains.

Investigation of the paleomagnetism of the geologically well-known andesites of the Mátra Mountains resulted in the establishment of 4 paleomagnetic zones within the stratigraphic range of the volcanism: a negative zone for the Lower Andesite horizon, a positive one for the local volcanics of the Middle Andesite, a negative one for the contiguous horizon of the Middle Andesite and, finally, a positive one for the Upper Andesite. The established zones and their variations fit in the system of the latest paleomagnetic records and, partly complement them with the newly established positive zone, related to the Lower Tortonian. Correlated with results from Slovakia, New Zealand, and Japan, they date the Upper Andesite as Sarmatian.