

## MECSEKI GRANITOID KŐZETEK PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATA

Mártonné Szalay Emőke

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Magnétisme, paléomagnétisme, roche-ignée, granitoide, antécambrien, Transdanubie-SE-Hongrie, /Monts Mecsek/

### BEVEZETÉS

A mecseki granitoidok a Mórággyi-rög területén 18 km hosszú, 11 km széles ÉK-DNy csapású vonulatban a felszínen tanulmányozhatók. A terület földtani felépítését JANTSKY B. /1974/ modern és minden részletre kiterjedő tanulmánya alapján a következőkben foglaljuk össze.

A granitoidok prekambriumi üledékgyűjtőben lerakódott geoszinklinális üledékek és bázisos vulkanitok amfibolitfáciesű metamorf termékeinek ultramorfózisával keletkeztek. A migmatitos gránitosodás végterméke, a porfiroblasztos, nebulitos gránit a vonulat központi üvében található /1. ábra/. Ez mindkét oldalon fokozatosan megy át finomszemű, biotitban gazdag granitoidokba. A granitoidokat réteges migmatitok övezik. A legkülső zónában amfibolitfáciesű metamorf kőzetek találhatók.

A migmatit-komplex felépítése közel szimmetrikus az ÉK-DNy irányú központi övre.

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1979. március 7-i ülésén.

A kézirat beérkezett: 1979. július 9-én.

A gránitoidokat és a metamorf kőzeteket egyaránt gránitporfir, aplit és bosztonit telérek szelik át.

A migmatit terület északi szegélyén, Ófalutól délre, zöldpala fáciesű metamorf kőzetek találhatóak, amelyek a gránitoidokon is kimutatható, későbbi, kislemez metamorfózis termékei lehetnek.

A paleomágneses feldolgozásra gyűjtött minták mindannyian a porfiroblasztos, nebulitos gránitövből származnak /1. ábra/, de kőzettanilag változatos típusokat képviselnek:

porfiroblasztos gránit:	Mórág, községi kf.	/1/
	Lochalmi kf.	/3/
	Erdősmecske, működő kf.	/4/
	Mórág, vasutállomás, aplitfejű	/5/
	Mórág, vasutállomás, legdélb kf.	/6/
diatexit:	Mórági községi kf.	/1/
	Úveghuta kf.	/2/
Agmatit:	Mórág, községi kf.	/1/
	Úveghuta kf.	/2/
durvaszemű, biotitgazdag aplit	Mórág, vasutállomás, aplitfejű	/5/
biotitszegény, finomszemű aplit	Mórág, vasutállomás legdélb kf	/6/
	Erdősmecske, működő kf.	/4/
bosztonit:	Mórág, községi kf.	/1/

A felsorolt képződmények egymáshoz és a mecseki alkálidiabáz vulkanizmusához viszonyított koráról a következő adatok közismertek:

A teléres gránit és a bosztonit fiatalabb a migmatitos gránitnál, mert egyrészt átszeli azt, másrészt mindkettő zárványként tartalmazza a migmatitos gránitot.

A migmatitos gránitban a mikroklin porfiroblasztok fiatalabbak, mint a többi földpát. BUDA Gy. /1969/ vizsgálatai szerint a porfiroblasztos gránit alapanyag földpátja  $550^{\circ}\text{C}$  feletti hőmérsékleten, míg a mikroclin porfiroblasztok  $450\text{--}530^{\circ}\text{C}$ -on keletkeztek.

A porfiroblasztok keletkezését K-metaszomatózisnak tulajdonítja és jelentős korkülönbséget tételez fel az alapanyag és a porfiroblaszt mikroclinek között /prekambrium - karbon/. A teléres gránitok a K-metaszomatózissal egyidősök.

A teléres gránit és a bosztonit egymáshoz viszonyított koráról nem ismerünk közvetlen földtani megfigyeléseket.

A bosztonit és az alkáldiabáz időbeli kapcsolatáról ellentmondó földtani megfigyelések ismertek.

BARABÁS A. /1956/ szerint a bosztonit permnél idősebb, mert törmelékét a permi homokkőben megtalálták.

JANTSKY B. /1974/ az Alsónána 1.sz. furás bosztonitjából alkáli diabáz zárványokat említ. Eszerint a bosztonit fiatalabb a krétának ismert alkáli diabáznál.

MAURITZ B. CSAJÁGHY G. /1952/ szerint a bosztonit az alkáldiabáz vulkanizmushoz tartozhat, mert a földpátja szanidin.

A mecseki granitoidokon végzett izotóp kormeghatározások szerint /Rb/Sr, teljes kőzet/ ultrametamorfózis kora 400-270 millió év. Ezen belül a regionális kiemelkedés kezdete 335 millió év. Az aplitok 335-275 millió évesek SVINGOR É., KOVÁCH Á. megjelenőben/. A bosztonit kora 140 millió év /SVINGOR É., KOVÁCH Á., 1978/.

## PALEOMÁGNESES MÉRÉS ÉS FELDOLGOZÁS

A minták természetes remanens mágnesezettségét /NRM/ JR-4 kőzetgenerátorral mértük. Az irányszórás minden csoportban nagy volt, kivéve a bosztonitot és az üveghutai granitoidokat.

Váltóáramu lemágnesezésre a helyzet nem változott, csak annyiban, hogy a lemágnesező tér csúcsertékének növelésével a gránitaplitok egyre instabilabban viselkedtek.

Termolemágnesezéssel, ahol az NRM hőmérsékletfüggését vizsgáljuk, a gránitaplitokra mintacsoportonként jellemző mágnesezettséget /Ch RM/ sikerült meghatározni /az instabilitás már  $100^{\circ}\text{C}$ -ra való melegítéskor megszűnt és csak  $600^{\circ}\text{C}$ -on vált ismét jelentőssé/:

### Mórággy, vasutállomás

legdélibb kf. /6/: minták száma 5

$$\begin{array}{ll} D = 99,4^{\circ} & I = 40,2^{\circ} \text{ statisztikus paraméterek} \\ K = 20 & \sigma = 17,3^{\circ} \end{array}$$

1 minta:

$$D = 197,2^{\circ} \quad I = 23,9^{\circ}$$

### Mórággy, vasutállomás

aplitfejtő /5/: minták száma 5

$$\begin{array}{ll} D = 92,5^{\circ} & I = 50,8^{\circ} \text{ statisztikus paraméterek} \\ K = 25 & \sigma = 15,8^{\circ} \end{array}$$

Erdősmecske, működő kf. /4/ 1 minta

$$D = 215,7^{\circ} \quad I = -7,0^{\circ}$$

A bosztonit és agmatit minták termikus tisztítással meghatározott Ch RM-je a váltóáramu lemágnesezéssel izolált iránnyal egyezik meg:

Mórágyp, községi kf. /1/: 2 minta, bosztonit

$$D = 114,1^{\circ} \quad I = 49,9^{\circ}$$

Üveghuta kf. /2/: minták száma 6, agmatit

$$D = 187,8^{\circ} \quad I = 22,3^{\circ} \quad \text{statisztikus paraméterek}$$
$$K = 13,1 \quad \alpha = 19,2^{\circ}$$

A diatexit és porfiroblasztos gránit iránya általában jelentősen változott és a paleomágnességben általában használit stabil végpontok – az az irány, amely további lemágnesezésre már nem változik – szórása jelentős volt. Néhány porfiroblasztos gránit NRM-je tisztítás előtt a bosztonit irányához volt hasonló; növelve a hőmérsékletet az agmatitok irányához közelített, majd ismét visszatért a bosztonithoz /2. ábra/. Ez a viselkedés azt mutatta, hogy a mágnesezettség többkomponensű és különböző hőmérsékleteken más és már irányu mágnesezettség az uralkodó.

Migmatitos eredetű granitoidokról lévén szó, arra gondoltunk, hogy a lassu lehülés miatt az NRM nem egyetlen mágneses térirányt tükröz, hanem a változó mágneses térnek a kihülés idejére eső egész sorozatát, vagy az utólagos K-metaszomatózishoz kapcsolódó irány lényegesen eltér a kihüléskor felvett mágnesezettségétől.

Ezért vizsgáltuk az egyes hőmérsékletintervallumokban elveszített mágnesezettség irányát. Az intervallumok nagysága  $/25-100^{\circ}\text{C}/$  a lemágnesezési lépésképtől függött. Az elveszített mágnesezettség irányát a különbségvektorok mutatják. A különbségvektorok maguk is lehetnek eltérő irányu mágnesezettségek eredői, szerencsés esetben azonban tisztán képviselnek egy-egy komponenst.

Az agmatitok mindegyikében és a legtöbb porfiroblasztos gránit és diatexit mintában  $575^{\circ}\text{C}$ , a magnetit Curie-pontja alatt  $50\text{--}150^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklet különbségre az NRM intenzitása a csúcserték  $50\text{--}10$  százalékára zuhan le /3. ábra/. A zuhanó szakaszon elveszített mágnesezettség döntően Ti-magnetithez kapcsolódik, a blokkolási hőmérséklet összetétel-függő.

A Ti-magnetit mágnesezettségének  $300\text{--}575^{\circ}\text{C}$  között egységes az iránya, kőzettani típustól és mintavételi helytől függetlenül. Ez arra utal, hogy a Ti-magnetitek mágnesezettsége egyidős.

Iránya:

$$\begin{array}{lll} D = 188,1^{\circ} & I = 18,1^{\circ} & \text{statisztikus paraméterek:} \\ K = 11 & \alpha = 8,1^{\circ} & \end{array}$$

ahol a minták száma 30 és az 1. ábrán feltüntetett 6 mintavételi helyről származnak.

A magnetit Curie-pontja, illetve az intenzitászuhanás után visszamaradt mágnesezettség /a lemágnesezés stabil végpontja/ hematithez kapcsolódik. Ennek a nagy blokkolási hőmérsékletű hematitnak az iránya a vizsgált összes agmatit és néhány porfiroblaszt mentes gránit mintában megegyezik a Ti-magnetitével. Az ettől különböző irányok  $D \sim 180^{\circ}$ ,  $I \sim -50^{\circ}$  vagy  $D \sim 100^{\circ}$ ,  $I \sim +20^{\circ}$ -tól  $+50^{\circ}$  illetve ennek fordítottja.

A Ti-magnetit blokkolási intervallumánál kisebb hőmérsékleten elveszített mágnesezettség irányát a különbségvektorok mutatják. Ezek 30 százaléka iránybecslésre alkalmatlan a kis intenzitás vagy az átmeneti irány miatt. A különbségvektorok 40 százaléka a  $D \sim 100^{\circ}$ ,  $I \sim +20^{\circ}$ -tól  $+50^{\circ}$  irányhoz ill. fordítottjához, 25 százaléka a Ti-magnetit irányhoz ill. fordítottjához hasonló.

A hematit mágnesezettségét képviselő különbségvektorok iránya különböző mintákban, ugyanabban a hőmérsékleti intervallumban más-más. Ebből követke-

zik, hogy a hematithoz kapcsolódó, Ti-magnetittól eltérő irányu mágnesezettség nem a kihüléskor keletkezett, hanem kémiai eredetű.

A Ti-magnetithez kapcsolódó mágnesezettség  $300^{\circ}\text{C}$ -tól  $575^{\circ}\text{C}$ -ig egységes irányu, ezért a kémiai mágnesezettséget létrehozó folyamatok hőmérsékletének  $300^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb kellett, lennie, bár helyenként valószínűleg elérte azt /4. ábra/.

A hematitnak a Ti-magnetitével egyező irányu, nagyhőmérsékletű mágnesezettsége a kőzet kihülésével egyidős. Ez a mágnesezettség az agmatit mintákban domináns, míg az ettől eltérő irányu a porfiroblasztos gránitokban. Ugy tűnik ezért, hogy ez utóbbi a földpátokban lévő hematithoz kapcsolódik, szételegyedése utólagos, de nem folyamatos hanem meghatározott eseményekhez - pl. regionális felmelegedés vagy hidrotermális működés - kapcsolódik.

Néhány porfiroblasztos gránitban a kémiai uton keletkezett mágnesezettség intenzitása nagyobb, mint a Ti-magnetité, az NRM ilyenkor folyamatosan tűnik el /5. ábra/.

## KÖVETKEZTETÉSEK

### 1. A mágneseződés folyamata

A migmatitos gránitok különböző hőmérséklet-intervallumokban elvesztett mágnesezettségének analízise szerint a stabil mágnesezettség kétkomponensű. Az egyik összetevő döntően Ti-magnetithez kapcsolódik. Iránya minden mintában egységes, ahol a magnetit Curie-pontja alatt intenzitászuhanás van. Ezért a Ti-magnetit mágnesezettségét a kőzet kihülésével egyidősnek gondoljuk.

A nagy blokkolási hőmérsékletű hematitnak a minták egy részében a Ti-magnetithez hasonló irányu mágnesezettsége van. Ez létrejöhetett úgy, hogy a kihülés folyamán a hematit mágneseződött előbb, közvetlenül  $680^{\circ}\text{C}$  alatt. A kihülés előrehaladtával a Ti-magnetit legkorábban  $575^{\circ}\text{C}$ -on, de általában ennél kisebb hőmérsékleten kezdett mágneseződni, a titántartalomtól függően. A másik lehetőség a hematitnak a magnetit Curie-pontja alatti, kémiai mágneseződése. Ebben az esetben más ásványokban – elsősorban a földpátokban szételgyedett hematit mágnesezettsége a Ti-magnetithez hasonló irányu, de annál valamivel fiatalabb.

Az első feltételezés valószínűbb, mert egyrészt a Ti-magnetit irányu, nagy blokkolási hőmérsékletű hematit az agmatitokban és a porfiroblaszt mentes gránitokban jelentkezik; a földpátban és különösen porfiroblasztokban gazdag minták hematitja a Ti-magnetittől eltérő irányban mágneseződött; másrészt ez a mágnesezettség valószínűleg termoremanens, mivel az ilyen hematit tartalmu minták legalább egy nagyságrenddel intenzívebbek a többinél és a hematit mágnesezettségének erőssége néha még a Ti-magnetitét is eléri /3. a. ábra/. Ez az arány közönséges hőmérsékleten történő mágneseződéskor a Ti-magnetitnél két nagyságrenddel több hematit tartalom esetén lenne csak megfigyelhető.

Fentiek szerint a vizsgált migmatitos eredetű granitoidok kihüléskor felvett mágnesezettsége a  $680-300^{\circ}\text{C}$  tartományban földtani értelemben egyidős. Az  $530 - 550^{\circ}\text{C}$  intervallumban sem annak közvetlen környezetében nincs nyoma egy lényegesen későbbi, nagyhőmérsékletű K-metaszomatózisnak.

A migmatitos granitoidok mágnesezettségének másik komponense  $300^{\circ}\text{C}$  alatti kémiai folyamatok eredménye, amelyet az irányok hasonlósága miatt a bosztonit és gránitaplitok mágneseződésével egyidősnek tartunk.



A bosztonit egykomponensű, intenzív mágnesezettségét döntően valószínűleg hematit hordozza /6. ábra/. A mágnesezettség tulajdonságainak ez a kombinációja arra vall, hogy az a kőzet kihülésekor keletkezett.

A gránitaplitok Ch RM-je általában a bosztonitéhoz hasonló irányú, de nagyon gyenge. Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő mintáiban a 100-200 °C között elvesztett mágnesezettség iránya egységes:

$$\begin{array}{ll} D = 196,9^{\circ} & I = -66,4^{\circ} \quad \text{statisztikus paraméterek:} \\ K = 25 & \alpha = 13,6^{\circ} \end{array}$$

Ez az irány a migmatitos gránitok nagyhőmérsékleten blokkolódó hematitja második csoportjának irányához hasonló. Két gránitaplit minta /Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő, Erdősmecske, működő kőfejtő/ Ch RM-jének viszont "Ti-magnetit iránya" van, termolemágnesezési görbéjükön 575 °C alatti zuhanó intenzitás szakasszal.

Fentiekből arra következtetünk, hogy a gránitaplitok nagy részének utólagos, kémiai mágnesezettsége. Az eredeti mágnesezettséget a két Ti-magnetit irányú minta őrzi. A többiben a bosztonit benyomulásakor valószínűleg regionális felmelegedés hatására földpátban szételegyedett hematit mágnesezettsége uralkodik.

## 2. A mágnesezettség kora

A mecseki granitoidok és bosztonit mágnesezettségeit stabil európai koordináta rendszerben kíséreljük meg elhelyezni /7. ábra/, mivel a terület afrikai lemezhez tartozása kevésbé valószínű. A granitoidok kihüléskor keletkezett mágnesezettségének iránya a számított pólusok alapján hasonló az 1400 millió illetve a 280-300 millió éves európai pólusokhoz.

A bosztonit kihüléskor és a granitoidok (valószínűleg a bosztonit) benyomulása-  
kor  $300^{\circ}\text{C}$ -nál kisebb hőmérsékleten felvett mágnesezettsége a Stábil Európára  
jelenleg ismert, de véglegesnek nem tekinthető prekambriumi pólusvándorlási  
görbe 925–760 millió éves szakaszára és egy egészen fiatal /?/ korra ad ered-  
ményt.

Az egyik lehetőség tehát az, hogy a migmatitot jellegű és teléres gránit kb.  
1400 millió évvel ezelőtt kihüléskor mágneseződött. A vizsgált bosztonit benyo-  
mulásával /a terület általános felmelegedése max.  $300^{\circ}\text{C}$ / egyidős kémiai mág-  
nesezettség 925–760 millió éves. A krétában vagy a harmadkorban a közönségesnél  
kissé nagyobb hőmérsékleten végbement kémiai folyamatok szintén létrehoztak  
stábil mágnesezettséget. Ez a magyarázat azonban ellentétben áll az izotóp kor-  
meghatározás legújabb eredményeivel.

A másik lehetőség a kihülés /a Ti-magnetitek mágneseződése/ 280–300 millió  
éves kora. Ebben az esetben a kémiai mágnesezettség és bosztonit iránya sta-  
bil európai koordináta rendszerben anomális.

Hasonlóan anomális irányok jeletnkeztek azonban a mecseki alkáli diabázokban  
dőléskorrekció előtt és sok esetben utána is /7. ábra/.

Igy a stábil európai + "mecseki" koordináta rendszerben a kihülés kora 280–300  
millió év, a kémiai mágneseződés alsó kréta lehet. A folyamatok ilyen időzítése  
egyrészt ismert földtani eseményekhez /variszkuszi hegységképződés illetve  
alsó kréta alkáli diabáz vulkanizmus és hidrotermás tevékenység/ kapcsolódik,  
másrészt megfelel az izotóp koroknak.

A lehetőségek közötti választáshoz tisztázni kell, hogy az alkáldiabázok ano-  
mális iránya a stábil európai koordináta rendszerben a mágneses tér pillanat-  
nyi állapotát tükrözi-e, vagy hosszabb ideig tartott, azaz tektonikai magyaráza-  
ta van. Ehhez nemcsak a Nyugati Mecsek, a Keleti Mecseknél nyugodtabb tele-  
püléssű alkáldiabázainak feldolgozására, hanem alsókréta üledékes kőzetek mé-  
résére is szükség lesz.

## IRODALOM - REFERENCES

1. BARABÁS A. 1956.  
A mecseki perm időszaki képződmények. - Kand. Dissz. Kézirat,  
Budapest
2. BUDA G. 1969.  
Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Moustains on  
the basis of the investigation of the feldspars. - Acta Geol. Acad. Sci  
Hung. 13. 131-155, Budapest
3. DOGLEY P., ADE HALL, J.M. 1970.  
Cretaceous, Tertiary and Quaternary paleomagnetic results from  
Hungary. - Geophys. J. R. Astr. Soc. 20. 65-87.
4. IRVING E. 1977.  
Drift of the major continental blocks since the Devonian. - Nature,  
Vol. 270. 24. 304-308.
5. JANTSKY B. 1974.  
A mecseki kristályos alaphegység. - Akadémiai dokt. dissz. Kézirat,  
Budapest.
6. MÁRTON P. and MÁRTON E. 1968.  
Paleomagnetic investigation of magmatic rocks from the Mecsek  
Mountains, Southern Hungary. - Annal. Univ. Sci. Bp. Sec. Geol. 12.  
67-80, Budapest.
7. MAURITZ B. - CSAJÁGHY G. 1952.  
Alkáli telérkőzetek Mórággy környékéről. - Földt. Közl. 82. 137-142,  
Budapest
8. McELHINNY M.W. 1973.  
Palaeomagnetism and plate tectonics - Cambridge University Press,  
London.

9. SVINGOR É. - KOVÁCH Á. 1978.  
A Mecsek-hegységi bosztonit kora Rb/Sr kormeghatározások alapján.  
- Földt. Közl. 108/1, 94-96. Budapest
10. SVINGOR É. - KOVÁCH Á. /megjelenőben, in press/  
Rb/Sr isotopic studies on granodioritic rocks from the Mecsek  
Mountains, Hungary. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung, Budapest

PALEOMAGNETISM OF THE GRANITOIDS FROM  
THE MECSEK MOUNTAINS, SE-TRANSDANUBIA, - HUNGARY

By

E. Márton-Szalay

ABSTRACT

The magnetic directions of the Ti-magnetite components of 30 migmatitic specimens /6 localities/ and two aplites are consistent in the 300-575°C range. Hematites of high-temperature origin in the same samples are magnetized in similar directions.

A younger, stable magnetization residing in hematites is superimposed as a result of chemical processes occurring below 300°C.

The analysis of the magnetization in all temperature ranges below 680°C revealed a uniform cooling history of the granitoids above 300°C. Consequently K-metasomatism must be geologically contemporaneous with migmatization.

The interpretation of the palaeomagnetic data in a Stable European framework is not unique. Based on palaeomagnetic determinations two models might be proposed:

1. The age of the blocking of the Ti-magnetites /cooling after migmatization/ is about 1400 my. Bostonite intrusion and chemical processes resulting in stable secondary magnetization occurred between 925 and 760 my and in the Cretaceous-Tertiary.

2. The age of the blocking of the Ti-magnetites is 280–300 my. Stable secondary magnetization might be contemporaneous with the alkali diabase magmatism of the Mecsek Mountains.

Further palaeomagnetic data on the Mesozoic of the Mecsek Mountains are needed to explain the anomalous character of the stable secondary magnetization in the Phanerozoic of Stable Europe.

---

Manuscript received: July 9, 1979

Address of the author:

Mártonné Szalay Emőke

MÁELGI /Hungarian Institute of Geophysics/

Budapest XIV

Columbus u. 17-23

H-1145

## ÁBRÁK JEGYZÉKE

1. ábra: A Mórági rög földtani térképvázlata JANTSKY B. nyomán  
/a mintavételi helyekkel.

1. Réteges migmatitok. 2. Fillit, amfibolit, kristályos mészkő  
3. Diatexitek. 4. Porfiroblasztos, nebulitos gránit graisz és  
agmatit zárványokkal. 5. Porfiroblasztos, nebulitos gránit.  
6. Kőszénteleges liász összlet.

A mintavételi helyeket bekarikázott számok jelzik.

2. ábra: Néhány minta mágneses irányának változása termolemágnese-  
zésre sztereografikus vetületen. /Az inklináció mindenütt pozi-  
tív. / Mórág, községi kőfejtő

pont: a mágnesezettség iránya az egyes lemágnesezési lépé-  
sekben, tele kör: a termolemágnesezés végpontja, csillag:  
bosztonit jellemző mágnesezettségének iránya, négyszeg: agma-  
titok jellemző mágnesezettségének középiránya

3. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának válto-  
zása termolemágnesezésre.

a. / Mórág, községi kőfejtő. Porfiroblaszt mentes gránit.

400<sup>o</sup>C felett nincs irányváltozás b. / Mórág, községi kő-  
fejtő. Diatexit. 350<sup>o</sup>C felett nincs irányváltozás

4. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának változá-  
sa és a különböző hőmérséklet-tartományokban elveszített mág-  
nesezettség iránya /különbség vektorok iránya/.

Mórág, vasutállomás, legdélibb kőfejtő. Az intenzitászuhanás  
200<sup>o</sup>C-on elkezdődik. Az irány 300<sup>o</sup>C-ig "bosztonitirány", felet-  
te "Ti-magnetit" irány, amelyből kb. 300<sup>o</sup>C-ra való utólagos fel-  
melegedésre következtetünk.

5. ábra: A természetes remanens mágnesezettség intenzitásának folyamatos csökkenése termolemágnesezésre porfiros gránitban, Mórág, községi kőfejtő.

6. ábra: Bosztonit termomágneses vizsgálata, Mórág, községi kőfejtő.

a./ a természetes remanens mágnesezettség intenzitásának változása termolemágnesezésre. - A 300 és 400<sup>o</sup>C között eltűnő mágnesezettség származhat Ti-magnetittől is.

b./ A mágnesezettség felvétele növekvő külső térben /max. 6 kOe/, majd ennek hőmérséklete függése. Előbbin Ti-magnetit jelenléte gyanítható a 2 kO-ig emelkedő szakaszon, de az IRM /6 kOe/ hőmérsékletfüggése ezt nem támasztja alá. - Utóbbi görbén a 300<sup>o</sup>C-os töréspont kis blokkolási hőmérsékletű hematitfázist jelenthet.

7. ábra: Mágneses pólusok, /A melléirt számok az 1. ábra mintavételi helyeire utalnak, /tele körök: Ti-magnetit mágnesezettsége a migmatitokban, csillag: a Ti-magnetit mágnesezettségekből számított közepes pólus, tele háromszögek: kémiai mágnesezettség iránya migmatitokban, üres háromszög: kémiai mágnesezettség migmatitokban és aplitok 100-200<sup>o</sup>C intervallumban elvezített mágnesezettségéből számolt pólushelyzet, üres körök: aplitok "Ti-magnetit" iránytól eltérő jellemző mágnesezettsége  
kettős kör: bosztonitirány, kereszték: alsó kréta alkáli diabáz - teschenite - fonolit pólushelyzetek /MARTON és MARTON, DAGLEY és ADE HALL/, dőléskorrekció nélkül, kereszték, bekarikázva: ugyanezen irányok, dőléskorrekcióval

A Stabil Európára vonatkozó látszólagos pólusvándorlási görbék IRVING és MCELHINNY adataiból készültek.



## FIGURE CAPTIONS

Fig. 1. Simplified geological map of the Mórógy area /after B. JANTSKY/  
showing the sampling localities of this study.

1. Stromatic migmatite, 2. Phyllite, amphibolite, crystalline limestone, 3. Diatexite, 4. Porphyroblastic granite with xenolites of gneiss and agmatite, 5. Porphyroblastic, nebulitic granite, 6. Coal bearing Liassic complex.

Sampling localities are indicated by encircled numbers.

Fig. 2. Directional change of magnetization of two specimens on thermal demagnetization /stereographic projection/. /Inclinations are positive/ Mórógy, quarry.

dot: the direction of the magnetization at different demagnetization steps, full circle: end point of thermal demagnetization, star: characteristic remanent magnetization of bostonites, square: mean direction of characteristic remanent magnetization of agmatites.

Fig. 3. Intensity change of NRM on thermal demagnetization  
a./ Mórógy, quarry. Granite without porphyroblasts of mikro-  
obá. No directional change above 400°C. b./ Mórógy, quarry.  
Diatexite. No directional change above 350°C.

Fig. 4. Intensity change of NRM and the direction of magnetization lost  
in different temperature intervals /subtracted vectors/ on  
thermal demagnetization.

Mórógy, railway station, granite quarry. Sharp decrease of the  
intensity starts at 200°C. The direction of NRM corresponds to  
the "bostonite" direction up to 300°C while it is "Ti-magnetite"  
direction above /secondary heating to 300°C/

Fig. 5. Continuous decrease of NRM intensity and the direction of magnetization lost in different temperature intervals of porphyroblastic granite on thermal demagnetization.  
Mórágy, quarry.

Fig. 6. Thermomagnetic measurements on bostonite.  
Mórágy, quarry a. / Intensity change of NRM on thermal demagnetization. The magnetization disappearing between 300 and 400 °C might be due to Ti-magnetite. b. / IRM acquisition curve /max. 6 kOe/ and intensity change of IRM 6 kOe on thermal demagnetization.

The presence of Ti-magnetite is feasible from the former but it is not supported by the latter, where the inflexion might indicate haematite with low blocking temperature.

Fig. 7. Magnetic poles. Numbers refer to the sampling localities of Fig. 1.  
full circle: Ti-magnetite magnetization in migmatites, star: mean magnetic pole calculated from Ti-magnetite directions, full triangle: direction of chemical remanent magnetization in migmatites, triangle: direction of chemical remanent magnetization of chemical remanent magnetization in migmatites and that of aplites lost in the 100-200 °C interval, circle: characteristic remanent magnetization of aplites with the exception of two samples of "Ti-magnetite" direction, double circle: characteristic remanent magnetization of bostonite, cross: Lower Cretaceous alkali diabase - teschenite - phonolite magnetization before dip correction /MARTON and MARTON, 1968; DAGLEY and ADE-HALL, 1970/ cross, encircled: the same, dip corrected

The Phanerozoic and Precambrian apparent polar wander curves are drafted from data by IRVING /1977/ and MCELHINNY /1973/, respectively.

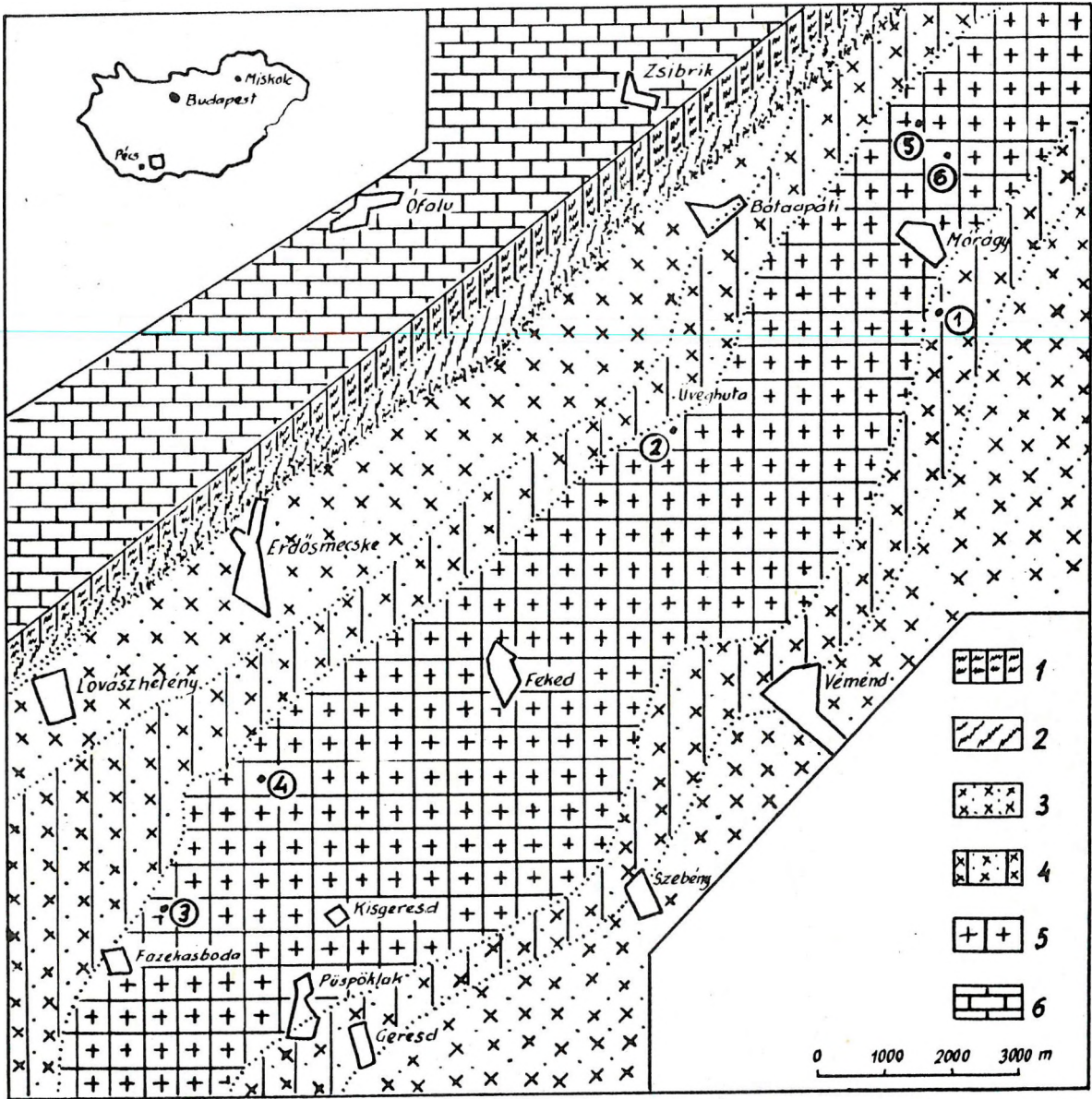


Fig. 1.sz. ábra

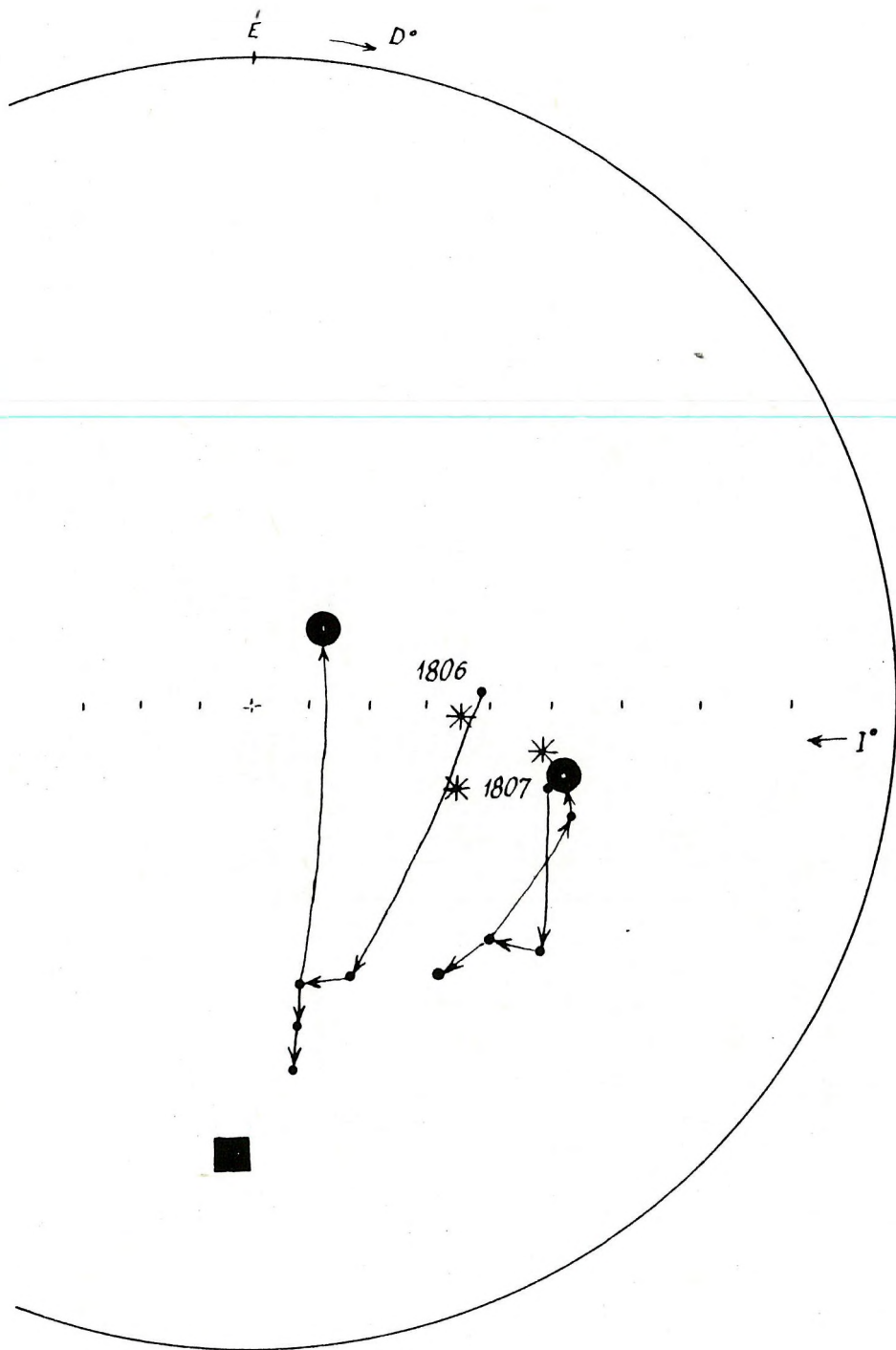
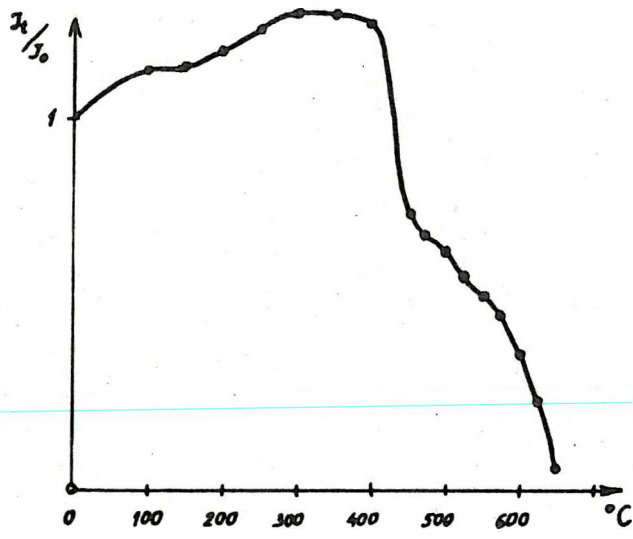
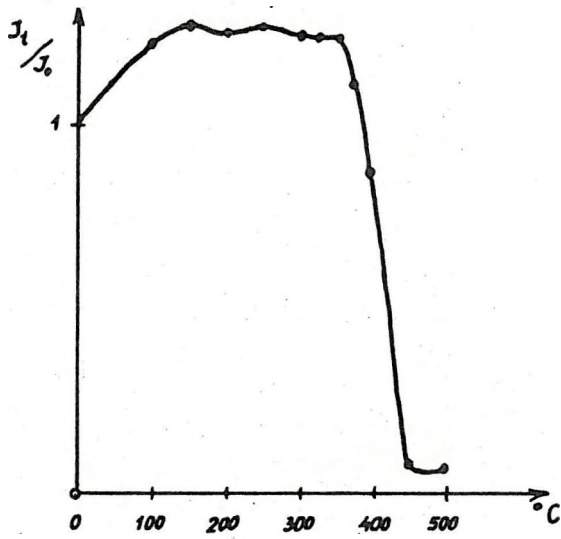


Fig. 2.sz. ábra



(a)



(b)

Fig. 3.sz. ábra

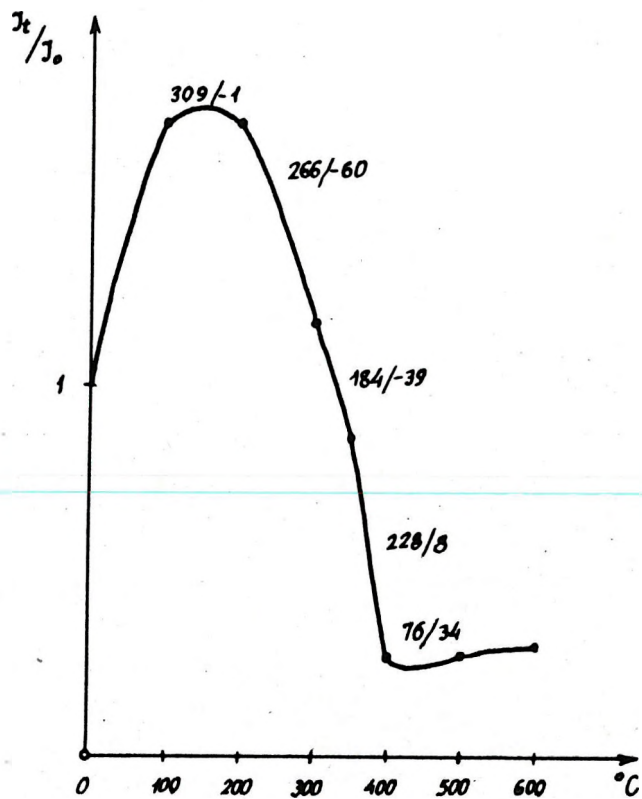


Fig. 4. sz. ábra

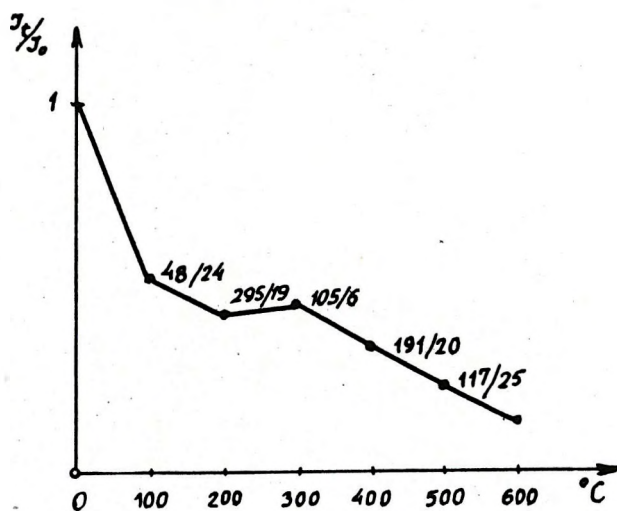
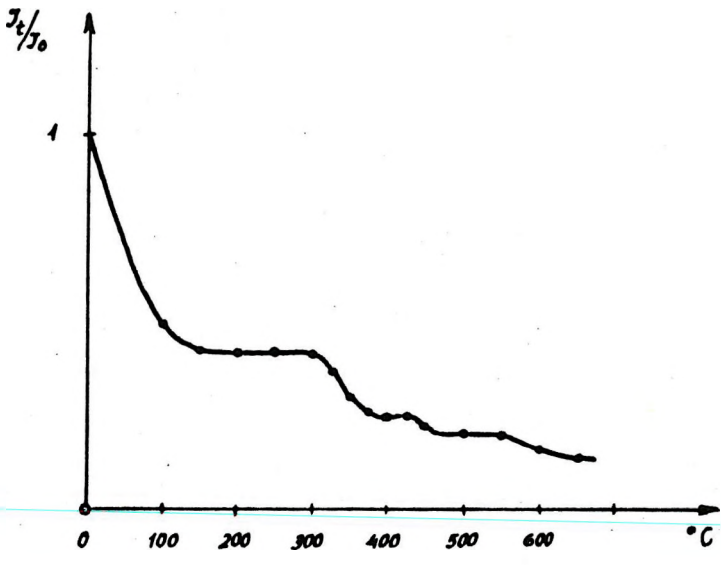
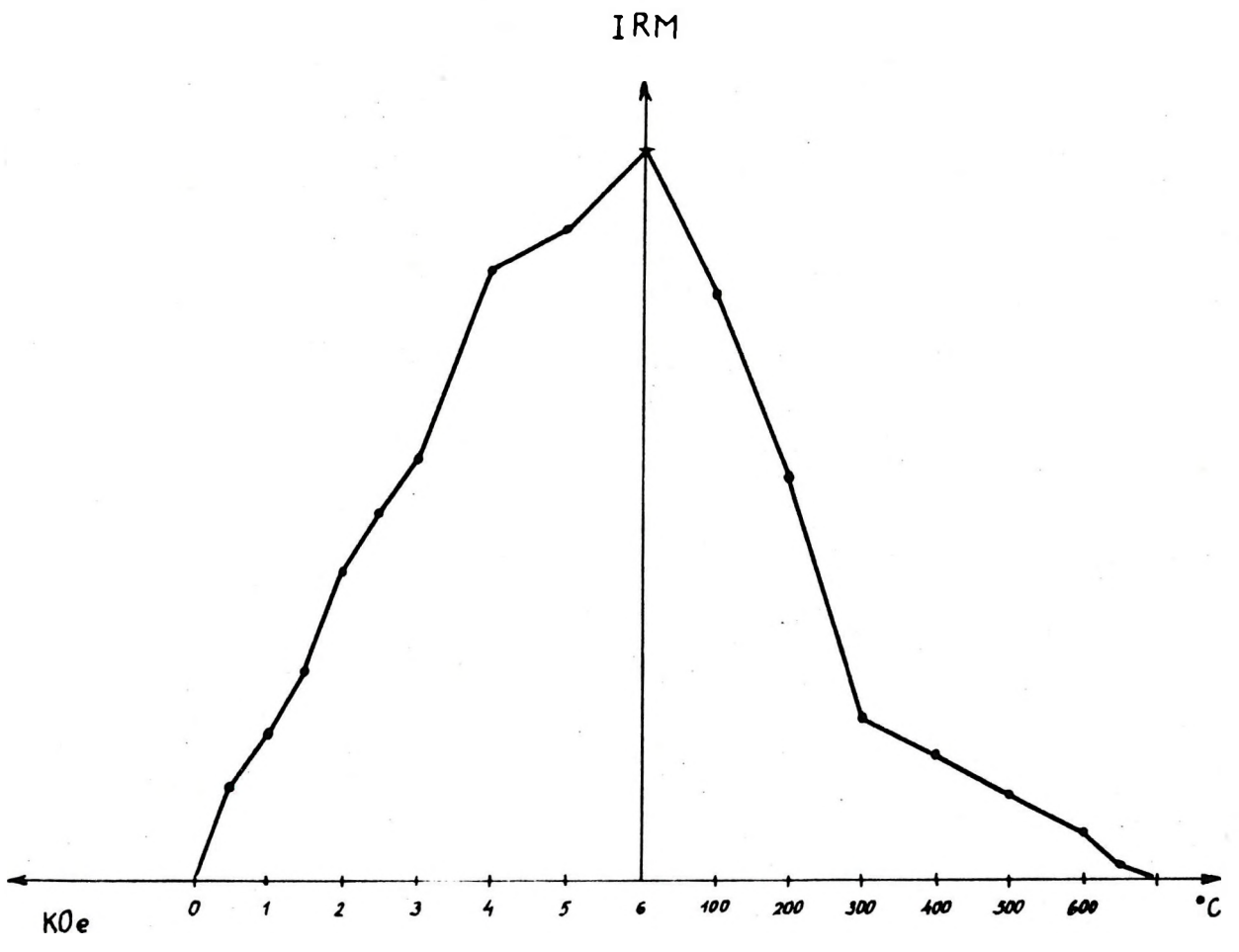


Fig. 5. sz. ábra



(a)



(b)

Fig. 6. sz. ábra

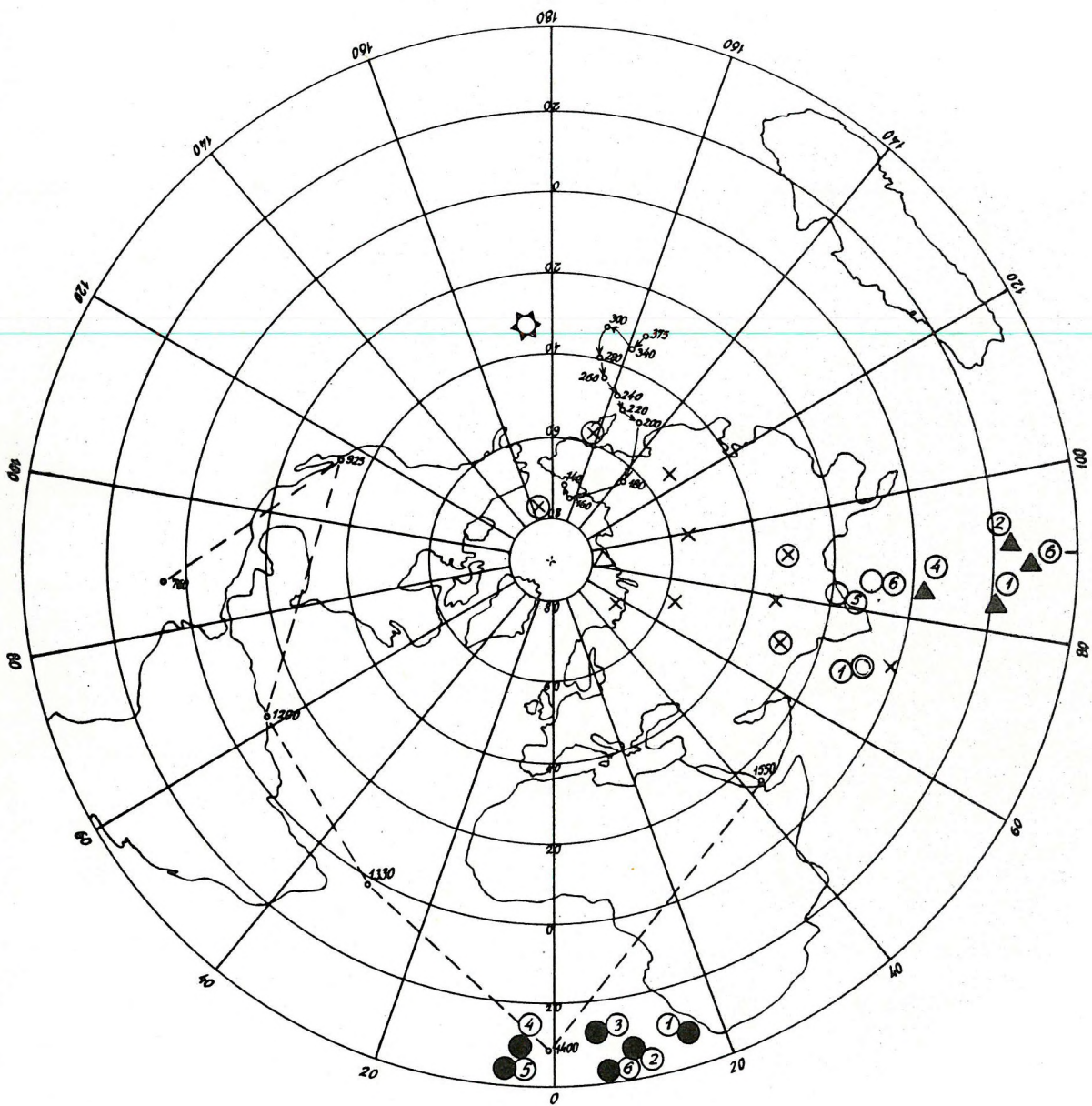


Fig. 7. sz. ábra