



A MAGYAR
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE

B)

BESZÁMOLÓ

A VITAÜLÉSEKRŐL

•

*RELATIONES ANNUAE
INSTITUTI
GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI*

B)

DISPUTATIONES





A MAGYAR
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE

B)

BESZÁMOLÓ
A VITAÜLÉSEKRŐL

•

*RELATIONES ANNUAE
INSTITUTI
GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI*

B)

DISPUTATIONES



KIADJA: A M. ÁLL. FÖLDTANI INTÉZET
SZERKESZTI: DR. SZALAI TIBOR ÉS DR. PANTÓ GÁBOR

Felelős kiadó: Szalai Tibor 461140. Athenaeum, Budapest Felelős: Gorszky Tivadar igazgató

BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET VITAÜLÉSEINEK MUNKÁLATAIRÓL.

1. SZAKÜLÉS.

1946 január hó 28.-án d. u. ¼⁴ óraker.

Elnök:

Dr. Szalai Tibor.

Tárgysorozat:

- Dr. Földvári Aladár: 1. A nagytarnai Mihálybánya.
2. A ditrói nefelinszenitmasszivum koráról és kontakt hatásáról.
- Dr. Pantó Gábor: 3. A Borsabánya melletti Toroiaga szulfidos ércfelérei.
4. Szfalerit-kalkopirit rendszerek a toroiagai Mihály-telér (Borsabánya) ércéből.

Megjelentek: Balogh Kálmán, Balogh Pál, Bartha Ferenc, Bauer Gyula, Csajághy Gábor, Erdélyi János, Földvári Aladár, Földvári Aladárné, Ferencz Károly, Hegedüs Gyula, Hofer Miklós, Horusitzky Ferenc, Jugovics Lajos, Majzon László, Méhes Kálmán, Meisel János, Nagy Emőke, Pantó Dezső, Pantó Gábor, Romwalter Alfréd, Stegena Lajos, Scherf Emil, Szalai Tibor, Szébényi Lajos, Szentiványi István, Szeli István, Székiné Fux Vilma, Szörényi Erzsébet, Takáts Tibor, Venkovits István, Vitális István, Vitális Sándor, Zsivny Viktor.

FÖLDVÁRI ALADÁR dr.:
A NAGYTARNAI MIHÁLYBÁNYA

A nagytarnai Mihálybánya a községtől délnyugatra az 548 m-es Nagy Jezura csúcs északi oldalán a Bányapatak völgyében van. A Bányapatak a Malomvölgy mellékága, melybe a Huta településnél torkollik.

A bánya bejáratai beomlottak, ércmintát csak a hányókról vehettem. A minták szerint itt kvarctelért bányásztak, melyben szfalerit és galenitből álló ércfészkek voltak. Az ércfészkek súlya az 50 kg-os nagyságot is elérte az itt dolgozó bányászok szerint. A hányón is találhatók 10—20 kg-os ércdarabok. A hányóról szedett legdúsabb ércminta összetétele Csajághy Gábor szerint:

Pb	9.52%	Au	14.4 g/tonna
Zn	8.41%	Ag	90.5 g/tonna

A terület geológiai viszonyait a mellékelt térképvázlat tünteti fel. Eszerint a terület nagyrészt riolittufa alkotja. A tufa összetétele és minősége nagyon változó. Egészen laza, porló tufától a kovasavval átitatott kemény tufaig minden változat megtalálható. A Bányapatak medrében és környékén, azonkívül a Nagy Jezurától délkeletre lévő tufaterületen a riolittufa 1 mm nagyságú pirit kristályokkal van sűrűn telehintve. Az 529 m. ponttól a Jezuravölgybe vezető völgyben, továbbá a Bányapatak völgyfőjében a riolittufában agyagos közbetelepülések láthatók. A Bányapatak völgyfőjében azonkívül andezittufaréteg is van a riolittufában. A Bányapatakknak a Kövespatak torkolatától lefelé eső részén, a Kövespatak torkolatától 150 lépésre 130°—310° csapású, függőleges rétegű fekete agyag és homokkő látható a riolittufa és andezit határán. Ez a riolittufában közbetelepülésként előforduló agyagrétegnek vetődés mentén függőlegesre állított és megpörkölt része.

A Bányapataknak a Dióspatak és Kövespatak közti szakaszán a riolittufában szabálytalan alakú jáspis betelepülések vannak, s ezekkel kapcsolatban pirites ércesedés figyelhető meg. Csajághy Gábor elemzése szerint az impregnált jáspis tartalmaz:

Au 0.4 g/tonna

Ag 8.0 g/tonna

nemes fémek.

A Kövespatak felsőszakaszán ugyancsak piritesedés található a tufában lévő feketeszínű szarukő közbetelepülésekben. A szarukő-impregnáció Csajághy Gábor szerint tartalmaz:

Au 0.8 g/tonna

Ag 7.9 g/tonna

nemes fémek.


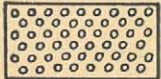








Végül a Kis Jezura andezit előfordulásának északi határát alkotó vetődés mentén a Bányapatakban feltárt riolittufa breccsás szövetű; a breccsa kötőanyaga pirit impregnáció. Ezek az ércesedett nyomok azt mutatják, hogy a riolittufa lerakódását követő valamelyik erupció, valószínűleg a Nagy Jezura riolit erupcióját követő utóvulkáni működés, koyasavas és érces oldatai telítették a riolittufa és a vetődések üregeit ércel.

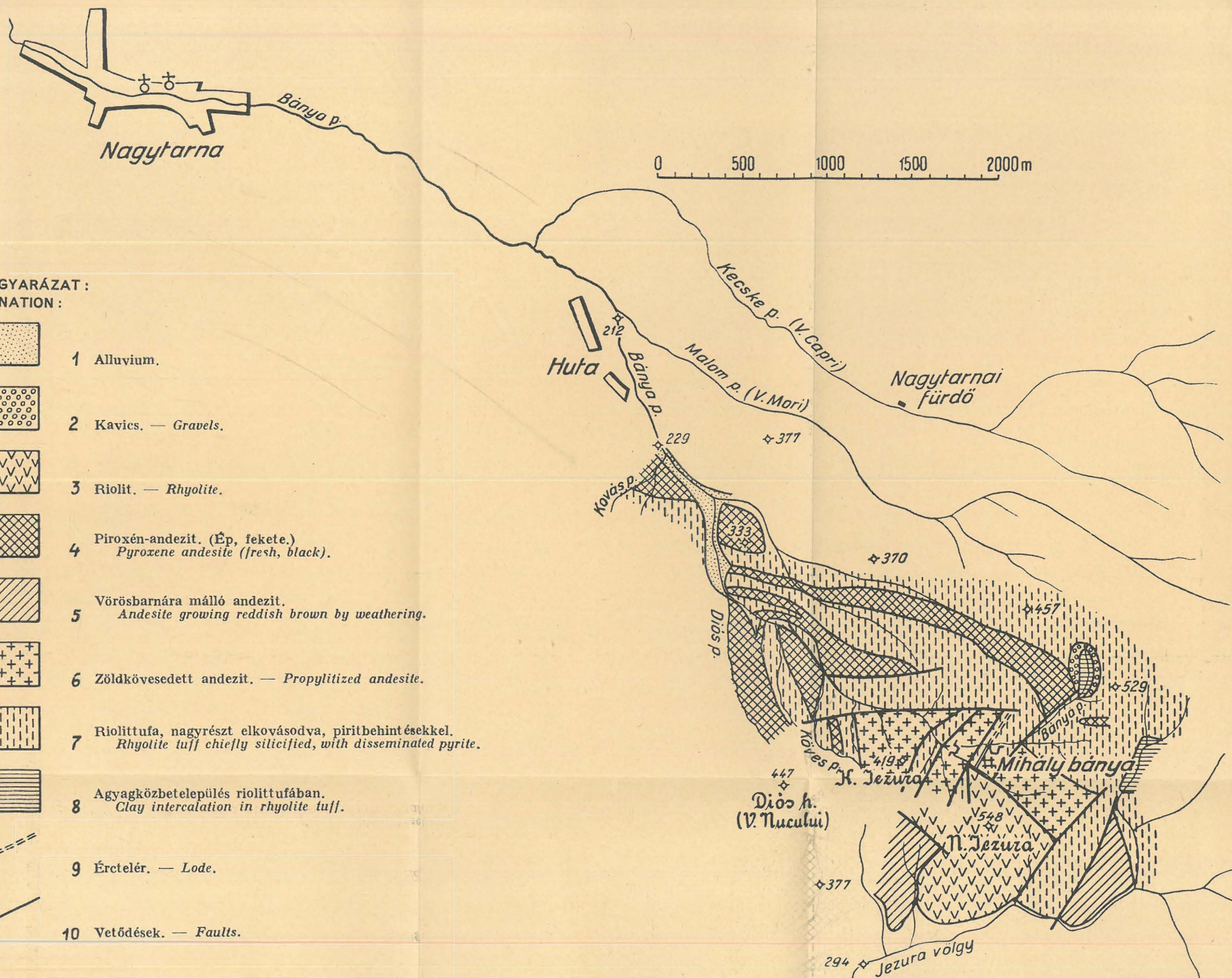
A Mihálybánya környékén a riolittufa keskeny, mintegy 200 m széles zónája, vetődések mentén erősen elváltozott (zöldkővesedett), nagyon könnyen málló andezit közé ékelődik. A vízzáró andezit közé fogott tufasáv az ércesedésre különösen alkalmas lehetett, mivel ebben képződött a Mihálybánya érc tartalmú kvarctelére. A telér a régi leírások szerint 3^h csapású s ez az irány nagyjából megfelel az észlelt vetődések irányának.

A régi bányászat a Bányapatak déli oldalán folyt a Bányapatak és a belőle délkelet felé kiágazó mellékvölgy közti hegyorron. A földtani felépítésből következik, hogy a telérnek délnyugat felé nem lehet folytatása, mivel ott a Nagy Jezura riolit áttörése a telért tartalmazó tufaréteget elvágja. A telér északkelet felé való folytatása a Bányapatak északi oldalán azonban nagyon valószínű. Felsőzini vizsgálatokkal ugyan nem sikerült a telér kibúvását megtalálnom, de erősen limonitosodott tufadarabok, melyek a telér vaskalapszerű kibúvásából származhatnak, találhatóak a Bányapataktól északra lévő lejtőn. A telér folytatásának és minőségének megállapítása céljából a Bányapatak északi oldalán bányászati feltárásokat kellene végezni.

A NAGYTARNAI MIHÁLYBÁNYA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE
 GEOLOGICAL MAP OF THE AREA AROUND THE MIHÁLY-MINE OF NAGYTARNA

JELMAGYARÁZAT :
 EXPLANATION :

- | | |
|--|---|
|  | 1 Alluvium. |
|  | 2 Kavics. — Gravels. |
|  | 3 Riolit. — Rhyolite. |
|  | 4 Piroxén-andezit. (Ép, fekete.)
Pyroxene andesite (fresh, black). |
|  | 5 Vörösbarnára málló andezit.
Andesite growing reddish brown by weathering. |
|  | 6 Zöldkövesedett andezit. — Propylitized andesite. |
|  | 7 Riolituffa, nagyrészt elkovásodva, piritbehintésekkel.
Rhyolite tuff chiefly silicified, with disseminated pyrite. |
|  | 8 Agyagközbetelepülés riolituffában.
Clay intercalation in rhyolite tuff. |
|  | 9 Ércfelér. — Lode. |
|  | 10 Vetődések. — Faults. |



A telér lehetséges hosszára vonatkozólag valószínűnek látszik, hogy ez a kísérő andezittelérnek egy kelet-nyugati irányú vetődéssel elvetett északi végéig tarthat. Ez a távolság megközelítőleg 300 m-es csapásmenti telérhosszúságot jelentene, amiből mintegy 100 m csapáshossz a Bányapataktól délre a régi bányaműveletekkel megnyitott telérrészre esik.

Az ércotelér elhelyezkedését illetőleg megjegyzem, hogy a tufazónát nyugatról határoló andezithez sokkal közelebb van, mint a tufazónát keletről határoló andezithez. A nyugati andezitnek a Bányapatakban mért szélessége — a víztelenítés céljából a patak szétágazáshoz telepített tárotól felfelé az ércotelér tartalmú táró felé — 150 lépés. (A két táró közti távolság a Bányapatak mentén 350 lépés.) A régi adatok szerint a víztelenítés céljából hajtott táró hossza kb. 80 m, tehát a táró vége az ércotelért tartalmazó tufazóna határától legfeljebb 40—50 m távolságra van. Mivel tapasztalatom szerint a víztelenítő tárónak csupán a bejárata omlott be, míg a táró belseje ép, a régi bányászat megközelítése e táró továbbhajtásával könnyen elérhető lenne.

A rendelkezésre álló idő nem volt elegendő ahhoz, hogy az ércesedést a Mihálybánya területén kívül eső más szerkezeti egységben is megvizsgáljam. Tekintettel a terület bonyolult felépítésére és tektonikájára, az ércesedésnek a környező régi bányahelyekkel, Turc, Visk stb.-vel való összefüggése kinyomozására nem gondolhattam, erre több hónapos nyári felvétel szükséges.

ORE DEPOSIT OF NAGYTARNA

by A. FÖLDVÁRI

The Mihály mine of Nagytarna is situated in the Bányá valley on the northern slope of Nagy Jezura peak (ϕ 548) S'W-wards from the village. The Bányá valley is a tributary of the Malom valley, its mouth lies at the settlement Huta.

No underground exposure was accessible, samples were collected from the dumps. The lode contained nests of sphalerite and galena in quartz gangue. Nests had 100 lbs weight as related by workers of the mine. On the dump blocks of 20—40 lbs were found. Metal content of the richest sample analysed by G á b o r C s a j á g h y :

Pb	9.52 per cent	Au	14.4 gramme/ton
Zn	8.41 » »	Ag	90.5 » »

The geological constitution of the area is shown on the map. The area is covered chiefly by rhyolite tuff of varying composition. From loose, crumby varieties all grades of transition may be found to silicified hard tuffs. In the rhyolite tuff exposed by the Bányá creek are disseminated 1 mm pyrite crystals present in abundance. Clayey intercalation in the tuffs were exposed by a tributary of the Jezura valley (origin of the valley at ϕ 529). At the origin of Bányá creek a layer of andesite tuff is enclosed by rhyolite tuff. In the Bányá valley 180 steps below the mouth of the Köves creek a black clay-sandstone complex is exposed on the boundary andesite-rhyolite tuff. Its bedding is upright having a strike of N50°W—S50°E. This is a burnt section of a clayey intercalation in the rhyolite tuff.

In the Bányá creek (between the mouths of Diós creek and Köves creek) jasper veins were found in the rhyolite tuff containing some pyrite. Ratios of precious metals in a sample analysed by Gábor Csajághy, are:

Au	0.4	gramme/ton
Ag	8.0	» »

In the upper section of the Köves creek pyritic impregnation was found in a chert intercalation. Its precious metal content determined by Gábor Csajághy:

Au	0.8	gramme/ton
Ag	7.9	» »

Along the fault which cut the andesitic mass of Kis Jezura a rhyolite tuff of breccia texture was exposed. Its binding material is pyrite. These traces of ore impregnations suggest intensive hydrothermal activity after the deposition of rhyolite tuffs connected with a later eruption probably with the rhyolite of Nagy Jezura. These ore-bearing or siliceous solutions impregnated the tuff and filled its fissures.

At the Mihály mine a 200 metre thick stripe of rhyolite tuff is inserted in propylitized andesite confined on both sides by faults. The ore-bearing solutions could much easier penetrate the rhyolite tuff due to its greater permeability compared with the andesite. Earlier descriptions report a N45°E strike of the lode which conforms with faults measured on the surface.

Mining was established on the southern side of Bányá-creek on a foothill bordered by the Bányá valley and its SE tributary. The lode may not have a prolongation towards the SW due to the rhyolite eruption of Nagy Jezura terminating the rhyolite tuff stripe in this direction. To the NE it might be followed on the northern side of Bányá valley. Its outcrop could not be revealed by the survey, but occurring limonitic blocks of tuff derived eventually from the oxydized «cap» of the lode. The question could be cleared only by underground exposure.

The extension of the lode is limited by the length of the enclosing andesite dike which is cut on the northern end by a E—W directed fault. This is a 300 metre space from which 100 metres were exposed until now by mining.

The lode is situated nearer to the western boundary of the rhyolite tuff stripe. The western andesite dike is 150 steps thick. (Measured from the drainage adit situated at the bifurcation of the valley upwards to the adit driven to the lode. Distance between the two galleries is 350 steps.) The drainage adit had according to obtained informations 80 metre length, stopped therefore 40—50 metre before reaching the rhyolite tuff stripe including the lode. The mouth of the gallery crushed down, but inner sections not. Most conveniently the lode could be approached by carrying forward this gallery.

Shortage of time prevented detailed researches of other structural units of the surrounding. A connection with other neighbouring ore deposits of the region as Turc and Visk could not be revealed due to the highly complicated dislocations of the area. This might be possible only by a survey of several months.

HOZZÁSZÓLÁSOK.

Vitális Sándor : Személyesen volt alkalma bejárni a területet. A telért kutatógödörökkel több helyen elérte és innen véve átlagpróbákat a 70—80 cm-es telérből, Nagybányán megvizsgáltatta és kb. 2 g/t aranyat és 56 g/t ezüstöt, 0—5% cinket és nyomokban rezet talált.

Egy közeli kvarcittelért is megvizsgált, ebben jelentéktelen ércmennyiséget kapott.

Csatlakozik az előadó azon véleményéhez, hogy az itteni szerkezet a magyar középhegységek szerkezetére emlékeztet.

FÖLDVÁRI ALADÁR dr.:

A DITRÓI NEFELINSZIENIT MASSZÍVUM KORÁRÓL ÉS KONTAKT HATÁSÁRÓL

1941. és 1942. évben a magyar állami Földtani Intézet bányageológiai felvételei során Pantó Gáborral együtt alkalmunk volt tanulmányozni ezt a geológiai, tektonikai és kőzettani szempontból rendkívül érdekes masszívumot is. Az 1800-as évek közepe óta ismeretes előfordulásról kőzettani tekintetben elég sok adatot találunk az irodalomban. A masszívum elhelyezése az egész vidékről alkotott geológiai elgondolásban azonban még nem nevezhető minden részletében megoldottnak. Erről szeretnék saját megfigyeléseink és irodalmi adatok alapján korszerű képet nyújtani.

A kőzettani rendszertani kutatások kétféle felfogásból indulnak ki. A kutatók egyrésze arra törekszik, hogy minden, egymástól akárcsak az egyes elegyrészek arányában is megkülönböztethető ásványasszociációt külön kőzettani faji névvel lásson el. Mióta a kőzetek ásványainak vékonycsiszolatban történő térfogatszázalékolását tették a modern kvantitatív kőzetrendszerek alapjává, különösen fellendült ez az irányzat és többé-kevésbé jól definiált kőzettípusok növekvő számával gazdagította az irodalmat. Ebből a szempontból gazdag vadászterületet jelent a ditrói masszívum. A régen leírt ditroit mellett újabban az orotvait nevű kőzettípust írta le Streckeisen A.

A kőzettani kutatók másik csoportja a változatos kőzettípusokat genetikai összefüggésük, geológiai fellépésük vagy vérrokonságuk (consanguinitásuk) alapján nagyobb csoportokba foglalja össze. R. A. Daly nyomán ezeket a magasabb rendszertani csoportokat »clan«-nek és »familia«-nak, magyarul talán kőzetsorozatnak és kőzetcsaládnak nevezhetjük. Így beszélhetünk pl. gabbrosorozatáról (= gabbro clan) stb.

Nem kétséges, hogy nekünk geológusoknak sokkal közelebb fekszik a szívünkhöz és gondolatvilágunkhoz az utóbbi felfogás. Az egyes kőzettípusoknak a terepen való együttes előfordulása és a vidék általános geológiai képébe való beállítása megköveteli tőlünk az összefoglalást. Így a következőkben a földkéreg részletes felkutatásában nagy eredményeket elérő analitikus irányt fenntartva a szűkebb értelemben vett kőzettani kutatók számára, mi inkább a kőzettani geológia problémái felé fordulunk.

1. *A nefelinszienitek különleges helyzete és keletkezésük.*

A nefelinszienitek előfordulása a gránit-, diorit-, gabbro- stb. sorozat kőzeteihez képest nagyon ritka. R. A. D a l y szerint Észak-Amerikában a felszínen található alkálikőzetek térfogata mindössze 0·1%-a a felszínen lévő összes többi eruptív kőzetnek. Európában a térfogatarány kisebb 1%-nál, Ázsiában 0·1%, Afrikában a transvaali Bushveld komplexumban található eruptív kőzetek térfogatának a szienitek + nefelinszienitek csupán 0·01%-át teszik.

Ezek a számok még kisebbek lesznek, ha S. J. S h a n d nyomán szűkebb értelemben használjuk az alkáli kőzetek fogalmát, alkáli kőzetnek csak azt tekintve, melyben az alkáliák aránya a kovasavhoz nem kisebb 1:4-nél. R. A. D a l y adatai tágabb értelemben vett alkáli kőzetekre vonatkoznak, magukban foglalva a normális szienitek és monzonitok családját is.

Nemcsak összességükben kicsi az alkáli kőzetek mennyisége, hanem az alkáli kőzetekből álló egyes intruziók nagysága is elenyésző a más kőzetekből álló intruziókhoz képest. S. J. S h a n d szerint a legnagyobb nefelinszienit intruzió a Kola félszigeti, 1100 km² nagy, ez azonban a többi nefelinszienit intruzióhoz képest kiugróan nagy, mivel pl. a Serra de Monchique-i csupán 60 km², a ditrói 180 km². (Utóbbinak a felszín alatti részét is számításba véve a felszínen található kontaktmetamorf kőzetek alapján, a nagysága 280 km².)

»Már a nefelinszienitek elterjedésének korlátozott voltából is következtethetünk arra, hogy nem lehet önálló nefelinszienites összetételű magmafészkekből származtatni e kőzeteket, hanem ezek csupán más eruptív kőzetek (gránitok, bazaltok) nagy magmafészkeiből helyi differenciációs termékeként keletkeznek, ritkán fellépő, sajátos viszonyok közt.« (S. J. S h a n d.)

Megerősíti ezt a felfogást az a megfigyelés is, hogy ha alkáli kőzetek más intruzív kőzetekkel együtt találhatóak, úgy mindig az

alkáli kőzet a legfiatalabb, tehát a többi kőzet későbbi leszármazottjának tekinthető.

R. A. D a l y és S. J. S h a n d az előbbieket és terepmegfigyelések alapján, melyek nefelines kőzetek és mészkövek szoros kapcsolatát állapították meg, a nefelinszienitek keletkezését gránitos magmák mészkő asszimilációjára vezetik vissza.

Hogy képet nyujtsak R. A. D a l y és S. J. S h a n d rendkívül szuggesztív hatású, az elméletüket támogató bizonyító anyagáról, néhány vetített képen bemutatom szelvényeiket és térképvázlataikat.

A transvaali Sekukuniland gránitintruziója nagyobb mészkőtömeget zár magába, az asszimiláció folytán közvetlenül a mészkő mellett ijolit, távolabb foyait keletkezett a gránitból. Különösen világos az összefüggés Spitzkop vidékén.

A svédországi Alnö szigetén A. G. H ö g b o m nyomán a nefelinszienit ugyancsak mészkő beolvasztása folytán keletkezett.

Észak-Amerikában Ontarióban a mészkövet áttörő gránit szegélyén keletkezett asszimiláció révén foyait szegély A d a m s és B a r l o w szerint.

Kanadában, Montreálban az alsó szilur-kori trenton és chazy mészkő áttörése és beolvasztása folytán keletkezett nefelinszienit és más nefelines kőzetek. (A. L a c r o i x.)

Ezek és más rendkívül világos esetek alapján elfogadhatjuk, hogy olyan esetben is mészkő-asszimilációra vezessük vissza a nefelinszienitek keletkezését, ahol ez az összefüggés közvetlenül nem figyelhető meg.

2. Nefelinszienit előfordulások a Kárpátokban és az alpesi hegyrendszerben.

A Déli Kárpátokban, Orsova és Ógradina mentén írtak le újabban S t r e c k e i s e n A., G i u s c a D., C o d a r c e a A., V e n d l A. nefelinszienit előfordulásokat. S t r e c k e i s e n A. szerint itt az Almás-hegység kristályos paláiban helyezkednek el a nefelinszienit telérek, melyek a kristályos palák alá gyűrt mezozóvi mészköveket törték át és asszimilálták a mélyben. Ezeknek a nefelinszienit teléreknek a kora posztttektonikus, a kárpáti hegyképződés utáni. (Felső kréta.)

A Déli Kárpátokban azonban effuzív alkáli kőzetek is találhatóak Újmoldova, Stájerlak és Anina vidékén E m s z t K.—R o z l o z s n i k P., V e n d l A. szerint. Ezek az alsó kréta képződményeket még áttörik.

A Kárpátmedence belsejében feltűnő a Mecsek-hegységben effuzív alkáli kőzetek fellépése, ezeknek a fonolit-trachidolerit kőzeteknek a consanguinitása *Mauritz B.* vizsgálatai szerint azonos a ditrói nefelinszienitével, differenciációjuk is közel azonos, mindkét területen feltűnően alacsony a Mg tartalom. A mecseki kőzetek az alsó krétát (hauterivien) még áttörik *Vadász E.* szerint.

Újabban a Mecsek-hegységben *Takáts T.* megtalálta az alkális kőzetek hipabisszikus kifejlődését is, essexit formájában, mely a liász széntelepek ú. n. fedőmárgáit kontaktmetamorfizálja.

A Pireneusokban Tarbes közelében *Pouzac* és *Bagnères de Bigorre* között (Hautes-Pyrénées) episzienitet ír le *A. Lacroix*. Ezekről megállapítja *P. Viennot*, hogy a krétakori (albien) fekete palákat áttörik és a felső krétában lejátszódó intruziók telérei a palákat és mészköveket kontaktmetamorfizálják. Az episzienit telérek valószínűleg a pireneusi gránitintruziókkal hozhatók kapcsolatba.

Portugáliában a Serra de Monchique nefelinszienitjének a geológiai helyzete nagyon hasonlít a ditrói masszívuméhoz. A portugál kőzet kulm palákat és grauwackét kontaktmetamorfizál. A közelben lévő júra- és krétakori mészkövekbe pedig effuzív-kőzetteléreket bocsát.

A háborús viszonyok miatt nehezen hozzáférhető irodalmi adatok miatt ez az áttekintés nagyon hiányos, mindazonáltal általános képet ad a nefelinszienitek és rokon kőzetek közettani geológiájára vonatkozólag. Feltűnő, hogy az alpesi hegységrendszerben az alkáli kőzetek posztttektonikus (felső kréta) koriak.

3. *Az asszimilációs elmélet lehetőségének előfeltételei a ditrói nefelinszienit képződésénél.*

A Kárpátokban ismerjük a fiatal gránit és diorit intruziók felszíni előfordulását. A mélységben pedig szükségszerűen fel kell tételeznünk fiatal, a kárpáti hegyképződést követő gránitintruziókat. Erre utalnak azok a hatalmas harmadkori andezit—dácit—riolitból álló vulkáni hegyláncok, melyek a Kárpátok belső szélén lépnek fel. Ezeknek okvetlenül megvannak a mélyben a gránitos-dioritos összetételű magmafészkei. A harmadkori effuzív kőzetek egyrészenek a szövete is olyan, hogy már hipabisszikus, földalatti megmerevedésre utal (dakogránit, dioritporfirít). *Cotta D., Rozsnyik P.* nyomán a Déli Kárpátok granodiorit (banatit) intruziói felső krétakoriak.

P a n t ó G. előbb elhangzott előadásában a Keleti Kárpátok ércfeléreinek keletkezésével kapcsolatban mutat rá ilyen mélységben rejtőző fiatal gránit-intruziók szükségszerűségére. Az Északi Kárpátokban B ö c k h H., R o z l o z s n i k P., F ö l d v á r i A. mutat rá az ércfelerek képződésénél szereplő gránit-intruziókra. Ezeknek az intruzióknak a regionális metamorfózisnál és a kárpáti hegyképződésnél fiatalabb voltára K o r d i u k G. és F ö l d v á r i A. mutat rá.

Selmebánya klasszikus ércbányavidékén B ö c k h H. állapította meg fiatal granodioritok és dioritok fellépését.

A ditrói nefelinszienitet létrehozó intruziók megmerevedett gránit-magmafészkeket a Kárpátok alatt a mélyben kell feltételeznünk. Kérdéses ugyanis, hogy a denudáció útján felszínre került, autochtonnak tekintett gránit előfordulások azonosíthatók-e a mélyben rejtőző gránit-intruziókkal.

Maga a ditrói nefelinszienit teljesen friss, fiatalképű kőzet, ami, tekintve a benne lényeges elegyrészt képező, könnyen málló nefelint, semmiesetre sem lehet valamilyen nagyobb elmállási lehetőségű paleozóji vagy prepaleozóji kőzet. Ditró mellett a nefelinszienit szegélyén gránit-hoz hasonló kőzettípusok találhatóak. A nefelinszienit intruzió korát illetőleg kétségtelenül fiatalabb a Keleti Kárpátok kristályos paláinál, mivel azokat kontaktmetamorfizálta. Még pontosabban meghatározza a korát az a tény, hogy nem szenvedett dinamometamorfózist a kárpáti hegyképződés alatt, tehát posztektonikus intruzió. A ditrói nefelinszienitet egész tömegében nem érte erős dinamikus hatás. Néhol a masszívum szegélyén, különösen a kontaktkőzetekből álló köpeny alatt, megfigyelhető a lécalakú elegyrészek orientált elhelyezkedése, ez azonban nem préseltség, hanem primer fluidális struktúra, mely a masszívum határfelületén keletkezett. Ilyen kőzetpéldányok ásványain mikroszkóp alatt nem látszik dinamikai hatás.

Amint látjuk, a mélységbeli gránitintruziók és a nefelinszienit képződési ideje összhangba hozható.

Mészko előfordulások, melyek asszimilációja szükséges a nefelinszienit keletkezéséhez, ugyancsak ismeretesek a Keleti Kárpátokban. A kristályos palák közt vékony mészkő, illetve márvány közbe települések vannak. Ezek azonban nagyon kis tömegűek egy nagyobb magmafészkek kémiai összetételének befolyásolásához. Másrészt a mészköveket bezáró fillitek egy feltételezett asszimiláció esetén nagy Al_2O_3 mennyiséget juttattak volna a gránit-magmába, ami a nefelin-

szienitek kémizmusának megfelel. A magas al, c, alk. értékek és az alacsony mg érték egy együttes mészkő- és fillit-asszimilációnak jól megfelelnek. Ellene szól e feltevésnek, hogy a kis márványlencsék beolvasztása esetén aránytalanul nagy mennyiségű fillitanyagot is kellett volna a magmának felvenni.

A ditrói szienit masszívum nyugati oldalán kezdődő és a masszívumtól délre a kontakt kőzetek vonulatában Csíkszenttamásig húzódó márvány előfordulás vastagságára és tömegére nézve is tekintélyes és nagyobb magmatömeg kémizmusának megváltoztatására is alkalmas lenne. (I a n o v i c i V.) Ez azonban nyomát sem mutatja asszimilációnak, hanem tipikus termometamorfozist mutat jellemző ásványokkal, muszkovit, tremolit stb. Másrészt ez a márványvonulat a nefelinszenit masszívum tetején lévő kontakt-udvar tagja, asszimiláció már csak helyzeténél fogva sem volt lehetséges. A márvány feltétlenül idősebb az intruziónál, mivel Vaslábánál a nefelinszenitet kísérő hornblendit telérek áttörnek.

Végül a nefelinszenit masszívumtól keletre lévő Hagymás-hegység kristályos szövetű dolomitjai jöhetnek számításba beolvasztás szempontjából, ezeknek azonban Athanasiu I. S. szerint a $MgCO_3$ tartalma a 45%-ot is eléri, holott a nefelinszenitre éppen mg értékének alacsony volta jellemző.

Hatalmas mezozói mészkőtömegek vannak a ditrói nefelinszenit masszívumtól keletre. Ezek azonban a Hagymás-hegységben feltűnően éles határvonalban végződnek és nyugat felé csak a távoli Bihar-hegységben találunk újra mezozói mészkőveket. A későbbiek folyamán igyekezünk rámutatni a Hagymás-hegység mészkőveinek a ditrói nefelinszenit keletkezésében lehetséges szerepére.

4. *Kontakthatások és asszimilációra utaló ásványok.*

Kontaktmetamorfózis egyrészt a kristályos palák közé tartozó filliteken, másrészt a márványokon látható. A fillitek kontaktjelenségeit először St r e c k e i s e n A. foglalta össze; ezek átkristályosodásban, megkeményedésben, muszkovit, biotit és andaluzit képződésében jelentkeznek. Mi még hozzáfűzhetjük az erős elkovásodást, földpátképződést is. Megfigyeltük a Kürüc-patakban és a Fehértetőn, hogy ugyanazon feltárásban is a kontaktpalák egyes rétegei a legkülönbözőbb fokozatát mutatják az átalakulásnak. Andaluzit kristályokkal tele lévő rétegek váltakoznak, látszólag teljesen elváltozatlan, eredeti állapotban megmaradt fillit rétegekkel.

Mauritz B. szóbeli közlése szerint a gyergyószentmiklósi Várpatakban a kontaktmetamorf fillitekben korund képződött.

Magam Pávai-Vajna F. gyűjtéséből Szárhegyről származó kontaktpalában találtam korundot, ugyancsak korundot találtunk a Siposkő délnyugati oldalán, a Lokvize-patak kontaktpala feltárásaiban.

A Nagy Kürüc patakban a Kárpátmedencében eddig ismeretlen nagyságú andaluzit kristályokat tartalmazó kontaktpalákat találtunk, Gyergyóvaslábban pedig a Kicsi Ferenc-sarka északi oldalán gránátos andaluzitos palákat.

A márványokban a kontakthatás az átkristályosodásban, tremolit, muszkovit és más ásványok képződésében jelentkeznek.

Pantó G. kollégámmal együtt végzett helyszíni megfigyeléseink szerint a kontakt jelenségek két területen jelentkeznek erősen. Egyrészt Ditró és Gyergyószentmiklós között a nefelinszienit masszívum felszíni kibúvása környezetében. Másrészt Vasláb és Csík-szenttamás közt, bár ezen a területen nefelinszienit a felszínen egyáltalán nem található. Ez a megfigyelés mindenesetre bizonyítja, hogy a felszíni kibúvástól délre a masszívumnak a mélyben folytatása van. A két erősebben átalakult terület között (a Gyergyószentmiklós—Tekerőpatak szakaszon), csak gyenge kontakthatás észlelhető, a márvány is csak aprószemcséjű átkristályosodást mutat. Nyílt kérdés, hogy itt egymás mellett két különálló nefelinszienit lakkolittal vagy tektonikai hatások folytán kettészakadt egységes intruzióval, vagy ami legvalószínűbb, egységes, de két erősen kidomborodó kulminációval bíró lakkolittal van-e dolgunk. Az északi kulmináció a denudáció folytán már felszínre került és fedőköpenyéből csak Szárhegytől keletre maradt meg egy eróziós roncs; a déli kulminációt még nem érte el az erózió és a felszínen csak a kontaktközetekből álló teteje látható.

Megemlítem még, hogy Pávai-Vajna F. azon nézetének adott kifejezést, hogy a márványok (és más kontaktközetek) az andezitek kontakt hatására keletkeztek volna. Ezt a nézetet el kell utasítanunk nemcsak azért, mert effuzív közeteknél ilyen erős kontaktmetamorf hatás nem tételezhető fel, hanem azért is, mivel a kontaktmetamorf közetek és nefelinszienit közti térbeli összefüggés nagyon jól megfigyelhető.

A nefelinszienitekben található cancrinit előfordulás és a cancrinit keletkezésére vonatkozó laboratóriumi vizsgálatok (Eitel W. nyomán) rendkívül erősen alátámasztják Daly és Shand asszimi-

lációs teoriáját. S h a n d mikroszkópi képét is közli a transvaali nefelinszienit cancrinit képződésének.

A ditrói nefelinszienitben mészkő asszimilációra mutatnak azok a reakciós udvarok, melyeket M a u r i t z B., később S t r e c k e i s e n A. közölt a nefelin és cancrinit határán talált myrmekites összenövésék stb. formájában.

Döntő szerepű azonban S t r e c k e i s e n A. szerencsés lelete, melyet a Komarnik-tető északi oldalán gyűjtött nefelinszienit vékony-csiszolatában talált. A beolvasztott mészkőrögöske és az azt körülvevő nefelin közt keletkezett sugaras-rostos cancrinit-udvar mikrofotografiája minden kétséget eloszlat a mészkőasszimilációval szemben.

5. Tektonikai viszonyok.

A ditrói nefelinszienit-masszívum és a tőle keletre lévő Hagymás-hegység közti terület szerkezetét P a n t ó G.-ral együtt tanulmányoztuk. A masszívum és Balánbánya közt epizonális fillitek található keleti dűiessel valószínűleg több izoklinális redőbe gyűrve. Balánbányától keletre a fillitek *felett*, tehát *anomális* helyzetben mezozonális kőzetek következnek (csillámpala, gneisz stb.) konkordáns településsel. Tovább keletre a Domuk-völgyében a csillámpalák felett *normális* helyzetben helyezkedik el ugyancsak keleti düléssel a fillitsorozat. *Ez a szerkezet egy nyugat felé irányuló ferde antiklinálisként fogható fel.* Ugyanis az anomális helyzetben a fillitek felett lévő mezozonális kőzetek és a fillit közt sem a román geológusoknak, sem nekünk áttolódást megfigyelni nem sikerült.

A kristályos palák felett diszkordánsan települő kristályos szövetű dolomit található, mely azonban a Hagymás-hegység mezozói mészköveivel szemben a kristályos palákkal képez egységes tektonikai tagot.

A dolomit A t h a n a s i u I. S. kövületleletei szerint az alsó triász werfeni rétegekkel egyidejű.

A dolomit felett következik a Hagymás-hegység mezozói kőzetekből álló takarója. Ez A t h a n a s i u I. S. és a többi román geológus szerint nyugatról kelet felé áttolt takaró. Ez a felfogás meg egyezik azzal a képpel, melyet az Északi- és Déli-Kárpátok takarói alapján nyertünk, tudniillik, hogy a takarók a Kárpátmedence belsejéből kifelé mozogtak.

Vizsgálataink szerint a Hagymás-hegység mezozói takarója bázisán helyenkint megtalálható az alsó triász werfeni palája *agyagomárgás kifejlődésben*. E rétegekben *Myophoria costata* Zenk, *Gervilleia* cfr. *modiola* Frech és ú. n. »rhizocoralliumokat« találtam. Ezek a rétegek feltűnően megegyezők a Balaton-felvidék középső campilli rétegeivel és a Hagymás-hegység mezozói takarójának bázisán lévő »csúszóréteget« alkotják, melyen a takaró mozgott, a kristályos pala + dolomitból álló alzaton. A tektonikai mozgás következtében ezek a rétegek elfenődtek, a normális szelvényekben kimaradnak, csak helyenkint szerencsés feltárásokban található meg. A takaró szerkezetnek legjobb bizonyítéka a két azonos korú és faunájú, de teljesen eltérő közettani fáciesű alsó triász képződmény tektonikus, egymásfeletti helyzete. Az Athanasiu I. S.-tól leírt werfeni dolomit a kristályos pala-alzaton diszkordáns, de autochton helyzetben van. Az agyagomárgás dunántúli fáciesű campilli pala pedig mint a Hagymás-hegység takarójának bázisán lévő csúszóréteg rátolt helyzetben van.

Balánbányai részletes vizsgálataink alapján, melyekről más alkalommal számolunk be, a Keleti Kárpátok hegyszerkezetéről eddig vallott nézetekkel szemben *egy keletről nyugat felé, tehát a Kárpátmedence belseje felé irányuló takarómozgás lehetőségét valljuk.*

A Hagymás-hegység szirtjeinek nyugati homlokáról hatalmas, gleccserszerű törmelékárak nyúlnak le az Olt-völgye felé. Kimutattuk, hogy a jelenkori törmelékárak alatt egy idősebb, már konglomeráttá, illetőleg breccsiává cementálódott törmelékár is található. *Ezeknek az idősebb törmelékáraknak a roncsait Pantó G. megtalálta az Olt-völgyétől nyugatra is!* Ezen az alapon fel kell tételeznünk, hogy az Olt-völgy kialakulása előtt (pleisztocén, felső pliocén?) a Hagymás-hegység mészkőtakarója nyugat felé továbbterjedt és ezt a részt csak az azóta bekövetkezett denudáció pusztította el, miközben a takaró homlokán lévő sziklafal kelet felé hátrált.

Jelentősegteljesen egészíti ki ezt a képet a Feketeréz gerincén talált kristályosmészkő roncs, mely a kontakt-palákon diszkordáns helyzetben található, nem közbetelepülés a palákban, hanem azok felett gyökértelenül úszik. Nézetem szerint ez a kristályos mészkőből álló eróziós maradvány összekötő kapocs a Hagymás-hegység mezozói mészkövei és a nefelinszenit-masszívum nyugati oldalán elhelyezkedő kontaktmetamorf márványok közt. Utóbbi nem más, mint a Hagymás-hegység mezozói mészköveinek a nefelinszenit intruziótól kontaktmetamorfózist szenvedett nyugati folytatása.

A kristályos mészkővonulat általában keleti dűlésű, azonban Szárhegyen a kontaktpalákkal együtt közel függőleges helyzetben helyezkedik el a nefelinszienit-masszívum nyugati oldalán és a mélybe folytatódik.

Akár *Athanasiu I. S.* felfogása szerint nyugatról áttolt, akár *Földvári A.* szerint kelet felől áttolt takarószerkezetként képzeljük el a vidék felépítését, a mészkőtakarónak a nefelinszienit-masszívum alá fordul a fekvő szárnya.

Ez a fekvő szárny alkalmat adhatott a mélyben lévő gránitos intruziónak mészkő-asszimilációra, míg a fedőszárny a lakkolit felett kontakt-metamorfózist szenvedett. (Asszimilációra ennél nem kerülhetett sor, mivel az intrudáló anyaggal való közvetlen érintkezéstől megvédte a lakkolit kontakt-pala burka.)

Kelet felé, ahová az intruzió hőhatása már nem ért el, a mezozói mészkövek változatlanul megmaradtak. E felfogás helyessége esetén a nefelinszienit intruzió kora felső kréta lenne, mivel a Hagymás-hegység takarójában krétamészkövek is vannak.

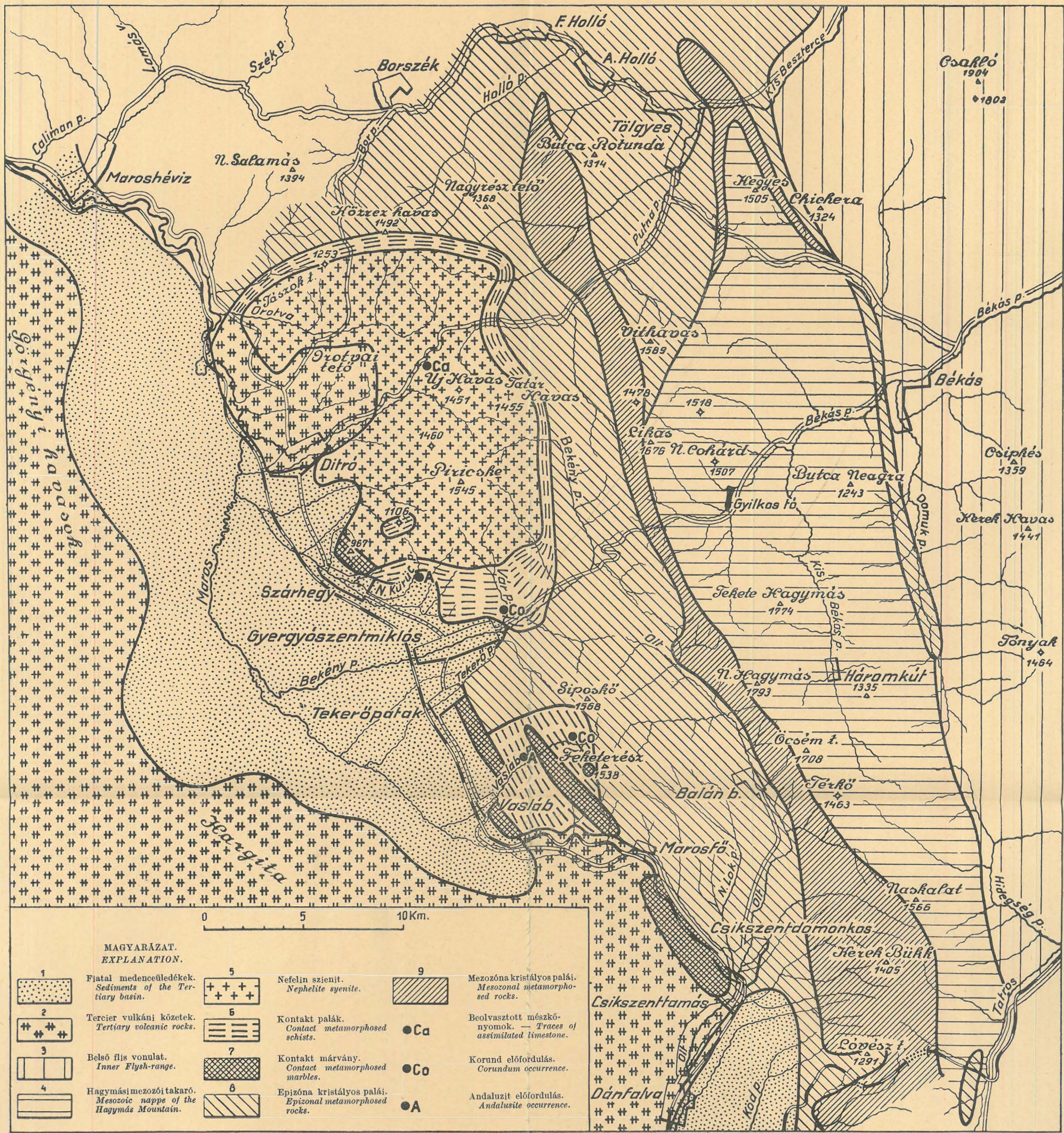
Ezeket a viszonyokat foglalja össze a mellékelt teoretikus szelvény.

További probléma, ha *Athanasiu I. S.* tektonikai felfogása a helyes és a Hagymás-hegység nyugat felől származik, akkor a Hargita alatt kellene a folytatását megtalálni. Ebben az esetben a Hargita harmadkori vulkáni kőzeteiben ugyancsak mészkő-asszimiláció nyoma várható. Erre a kérdésre *Jugovics L.* folyamatban lévő vizsgálatai deríthetnek fényt, részben az andezitlávák és agglomerátos tufák idegen kőzetzárványai, részben az esetleges mészkő-asszimiláció kimutatásával az andezitek kémiai vizsgálata révén.

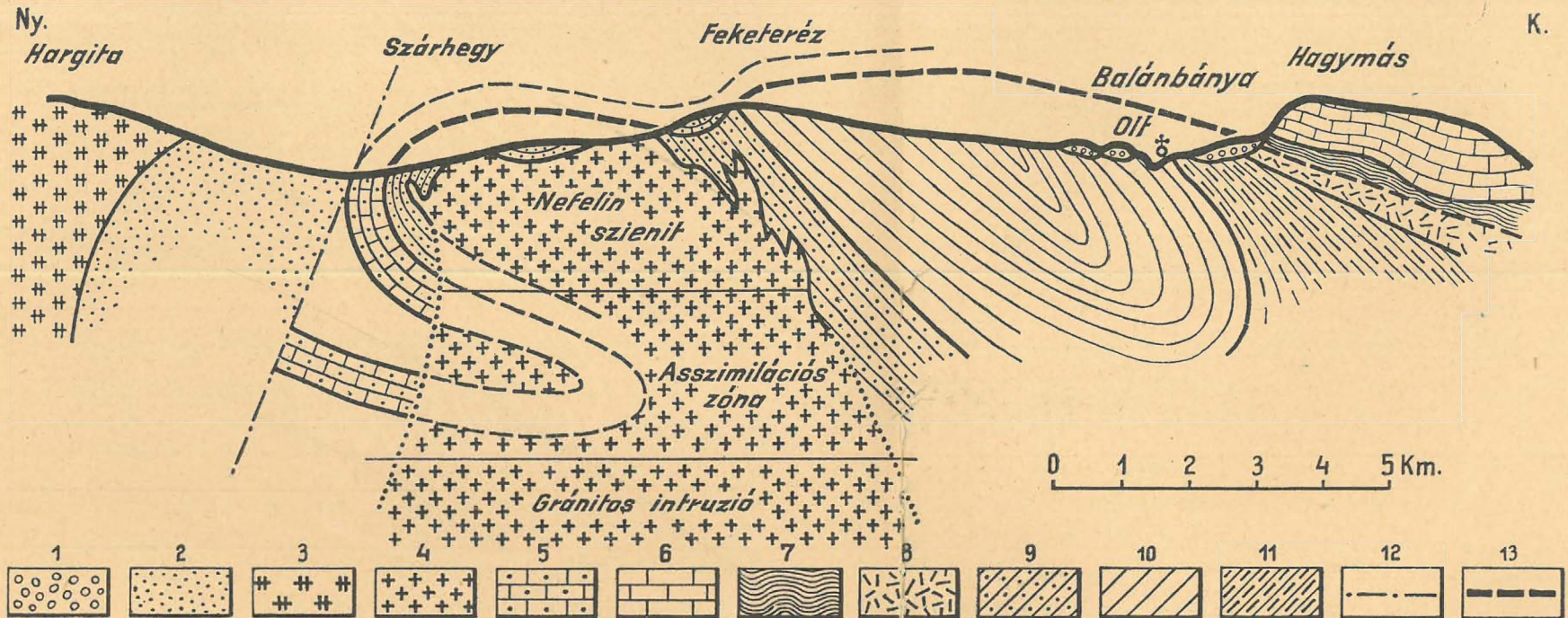
ÖSSZEFOGLALÁS.

A ditrói nefelinszienit keletkezésére vonatkozó vizsgálataim ugyanarra az eredményre vezettek, mint amire *Streckeisen A.* jutott; poszttettonikus gránitintruzió mészkő-asszimilációja hozta létre a nefelinszienitet. Új szempont az asszimilált mészkő származásának és tektonikai helyzetének levezetése a mezozói mészkővekből.

A DITRÓI NEFELINSZIENT MASSZIVUM KÖRNYÉKÉNEK ÁTNÉZETES GEOLÓGIAI TÉRKÉPVÁZLATA
 GEOLOGICAL SKETCH OF THE SURROUNDING OF THE NEPHELITE SYENITE STOCK OF DITRÓ (TRANSYLVANIA)



TEORETIKUS SZELVÉNY A DITRÓI NEFELINSZIENTI TÖMZS KELETKEZÉSÉNEK MAGYARÁZATÁRA
 THEORETICAL SECTION SHOWING THE FORMATION OF THE NEPHELITE SYENITE STOCK OF DITRÓ



1. Pleisztocén törmelékár. — Pleistocene talus.
2. Fiatal medence-üledék. — Sediments of the tertiary basin.
3. Tercier vulkáni kőzetek. — Tertiary volcanic rocks.
4. Nefelin szienit — Nephelite syenite.
5. Kontaktmetamorf márvány. — Contact metamorphosed marbles.
6. Mezozói mészkövek. — Mesozoic limestones.
7. Werfeni pala. — Werfenian beds.

8. Alsó triász dolomit. — Lower triassic dolomite.
9. Kontakt pala. — Contact metamorphosed schists.
10. Epizona kristályos palái. — Epizonal metamorphosed rocks.
11. Mezozóna kristályos palái. — Mesozonal metamorphosed rocks.
12. Vetődés. — Fault.
13. Takaró áttolódási síkja. — Overthrust plane of the nappe.

AGE AND CONTACT-METAMORPHIC EFFECTS OF THE NEPHELITE SYENITE STOCK OF DITRÓ (TRANSYLVANIA)

by A. FÖLDVÁRI

Introduction.

In the course of the surveys of 1941 and 1942 I had the occasion with my colleague Gábor Pantó to observe the geological, structural and petrographical features of the nephelite syenite stock of Ditró. Since the middle of the 19th century petrographical investigations were carried out by several authors, but the position of the stock in the general geological constitution of the region is yet not accurately defined. An attempt was made by the author to sketch it based on earlier data and own observations.

Nowadays two divergent types of petrological investigations may be distinguished. The analytical direction intends to define several rock types of slightly differing composition. On the other side R. A. Daly and other scientists tried to collect different rock types by their geological relations and consanguinity. Rock clans and families were established. The results of this second type investigations may furnish very useful knowledges for field geologists for ascertaining the role of an igneous rock mass in the geological structure of its surrounding.

1. Peculiar appearance and origin of nephelite syenites.

Nephelite syenites occur very seldom compared with the rocks of the granitic, dioritic or gabbro clans. R. A. Daly estimates the quantity of outcropping alkaline rocks of North America for 0,1 per cent of all other igneous rocks. In Europe is their propor-

tion below 1 per cent, in Asia 0,1 per cent. In the Bushveld complex (Transvaal, S. Africa) syenites and nephelite syenites makes up only 0,01 per cent of all igneous rocks.

These figures diminish if used the term alkaline rocks only for rocks having silica-alkali ratios below 1:4 according to S. J. Shand. Above data of R. A. Daly refer to alkaline rocks including the families of normal syenites and monzonites.

The outcrops of alkaline rocks are also small in dimensions compared with other igneous rocks. The greatest known nephelite syenite intrusion is the one of Kola peninsula with 1100 sq. km. surface as related by S. J. Shand. But this is exceptionally large, the nephelite syenite intrusion of Serra de Monchique has only 60 sq. km. surface, the one of Ditró 180 sq. km. The underground extension of this later may be estimated on base of its contact-metamorphic effect for 280 sq. km.

„These considerations have suggested that there can be no large reservoirs of alkaline magma in the lithosphere; but that such magmas are purely local products formed by the differentiation under special conditions of granitic or basaltic magma“ (S. J. Shand.)

This is justified by the observation, that alkaline rocks are always the youngest products compared with other igneous rocks. These are therefore later derivatives of them.

R. A. Daly and S. J. Shand conclude from the close relations of nephelitic rocks with limestones (observed in many instances on the field) that the origin of nephelite syenites is due to the assimilation of limestones by granitic magmas. Very instructive examples reported by R. A. Daly and S. J. Shand are the following occurrences: Sekukuniland (Transvaal, S. Africa), Alnö Island (Sweden), Ontario (U. S. A.) and Montreal (Canada). These examples suggest the necessity of limestone assimilation even in cases where the connection is not immediately apparent.

2. *Nephelite syenite occurrences in the Carpathian and Alpine Ranges.*

A nephelite syenite occurrence was recently reported by A. Streckeisen, D. Giusca, A. Codarcea, A. Vendl from Orsova and Ógradina (S. Carpathians). The nephelite syenite dikes are included in the schists of the Almás Mountain piercing and assimilating mesozoic limestones which were folded below the schist

complex as related by A. Streckeisen. The intrusion of the nephelite syenite dikes is posttectonic (upper cretaceous).

Near Ujmoldova, Stájerlak and Anina (S. Carpathians) alkaline effusive rocks were described by K. Emszt, P. Rozlozsnik, A. Vendl. These rocks penetrate even lower cretaceous formations.

Alkaline effusives of the Carpathian Basin (phonolites and trachydolerites from the Mecsek Mountain) have close consanguinity and identical differentiation with the nephelite syenites of Ditró as described by B. Mauritz. The small magnesia content is remarkable on both territories. E. Vadász reports that the effusives of the Mecsek Mountain penetrate even the lower cretaceous beds (hauterivien). Recently essexite (hypabyssal type of alkaline rocks) was found by T. Takáts in the Mecsek Mountain, which effected contact metamorphism on the marls of the coalcover.

An occurrence of »episyenite« is described by A. Lacroix from Pouzac and Bagnères de Bigorre near Tarbes (Haute Pyrénées). P. Viennot showed, that cretaceous (albien) black slates were intersected and metamorphosed by nephelite syenite dikes intruded during the upper cretaceous. These intrusions are probably connected with granitic hearths of the Pyrénées.

The nephelite syenite intrusion of Serra de Monchique is very similar to that of Ditró. Kulm schists and graywacke were metamorphosed by the intrusion. Jurassic and cretaceous limestones of the surrounding were intersected by dikes of alkaline effusive.

This review of the alkaline rock occurrences is far from being complete, but general conclusions may be drawn from it. It is remarkable that all the alkaline intrusions of the Alpine Range are posttectonic.

3. Possibilities of limestone assimilation at the forming of the nephelite syenite of Ditró.

Several outcrops of granitic and dioritic intrusions were observed in the Carpathians. The granitic intrusions, which succeeded necessarily the forming of the Carpathian Range are concealed. The presence of a deep-seated granitic intrusion is indicated even by a row of tertiary andesite, dacite and rhyolite volcanoes on the inner margin of the Carpathians. The roots of these volcanoes must reach to granitic dioritic hearths. Textures of several types of these ter-

tiary extrusives ("dacogranite", "diorite porphyry") suggest a hypabyssal formation.

G. Pantó pointed out in his just heard report the unavoidable supposition of a younger granitic batholit to explain the formation of ore deposits of the NE Carpathians. Ore-forming granitic intrusions were mentioned from the N Carpathians by H. Böckh, P. Rozlozsnik, A. Földvári. Outcrops of younger granodiorites and diorites around Selmechánya were described by H. Böckh. According to reports of B. Cotta and P. Rozlozsnik the intrusions of granodiorites (banatites) in the S Carpathians are upper cretaceous.

The granitic masses which produced the nephelite syenite stock of Ditró are hidden below the Carpathian Range. Granite outcrops due to erosion and described as autochthonous are not obviously identical with the younger granitic intrusion.

The nephelite syenite of Ditró has a fresh, unaltered appearance, palaeozoic or prepalaeozoic age is therefore improbable. The nephelite, which mineral shows small resistance to weathering might not remain undetached during such a long period. On the margin of the nephelite syenite stock rocks of granitic type are cropping out. The nephelite syenite is younger than the schists of the E Carpathians manifested by their contact metamorphism. The nephelite syenite stock was not affected by dynamic metamorphism, it is therefore posttectonic. The stock was not affected by stress at all. On its margin, below the contact metamorphic envelop oriented texture was observed, but this is a primary fluidal texture. The microscopical study of these types did not reveal any trace of dynamic effects. The age of the deep-seated granitic intrusion and of the nephelite syenite stock may such correlate.

Limestone occurrences indispensable for development of nephelite syenites by assimilation are present in the surrounding. In the schists intercalations of limestones and marbles are common. But these do not represent such masses, which could modify the composition of greater intrusive bodies. By the assimilation of the including phyllites large quantities of aluminium should be induced into the granitic magma. High al, c and alk Niggli-ratios of the nephelite syenite correlate with this supposition. Marble intercalations are nevertheless so very subordinate, that the procuring of the whole amount of lime this way might involve the assimilation of an absurdly large quantity of phyllite.

The limestone represented in the marble-range which begins on the western side of the nephelite syenite stock and trends to Csikszenttamás following the outcrops of contact metamorphic schists is a considerable mass, able to modify the composition of a larger magma hearth. (Ianovici V.) But this complex testifies only thermometamorphism (by content of muscovite, tremolite) and no trace of assimilation can be revealed. The marble complex belongs to the contact-metamorphic cover of the nephelite syenite stock, its assimilation was prevented by its position. The marble existed undoubtedly before the nephelite syenite intrusion being intersected by hornblendite veins at Vasláb.

The dolomites of the neighbouring Hagymás area could not participate in the formation of the nephelite syenite due to their great $MgCO_3$ content (~ 45 per cent), the nephelite syenite being characterized by a low mg-ratio.

Eastwards from the nephelite syenite stock there are huge mesozoic limestone beds. Their western boundary is marked by a sharp straight edge in the Hagymás Mountain for reappearing only in the Bihar Mountain. In the followings an attempt is made to show a possible way how the mesozoic limestones of the Hagymás Mountain could influence the formation of the nephelite syenite stock of Ditró.

4. Mineralogical proof of contact-metamorphism and assimilation.

The contact-metamorphism affected phyllites and limestones. The contact-metamorphism of the phyllites is reported by A. Streckeisen as manifested by their recrystallization, hardening, muscovite, biotite and andalusite content. We can complete these marks with strong silicification and feldspathization. Different sheets of the same exposure are metamorphosed to various degrees. Sheets with plenty of andalusite crystals alternate with unchanged phyllites.

According to a verbal communication of B. Mauritz corundum occurs in contact-metamorphic phyllites in the Várpatak at Gyergyószentmiklós. I have ascertained the presence of corundum in a sample collected by F. Pávai-Vajna from Szárhegy and my own sample from the Lok-vize creek (SW slope of Siposkő) near Vasláb. A contact-metamorphic phyllite exposure in the Nagy Kürüc creek (near Gyergyószentmiklós) furnished the largest andalusite crystals observed until now in the Carpathian Basin. Another

occurrence on the northern slope of Kicsi Ferenc sarka (near Vasláb) consists of a garnet-andalusite schist.

On the limestones effected the contact-metamorphism recrystallization and produced tremolite, muscovite and other minerals.

Field observations made with my colleague Gábor Pantó showed that contact-metamorphism is especially strong on two areas. The first between Ditró and Gyergyószentmiklós bordering the outcrop of the nephelite syenite stock and the second between Vasláb and Csikszenttamás. On this second area no exposure of nephelite syenite is known. Below the surface the nephelite syenite might have a larger extension. Between the two contact-metamorphic areas (from Gyergyószentmiklós to Tekerőpatak) very weak contact-metamorphic effects were manifested. Marble is recrystallized in very fine grains. It is impossible to decide now whether two independent laccoliths exist or a single one dislocated in two parts or even a consistent mass of nephelite syenite with two sharp culminations. The northern culmination was exposed by erosion, only a fragment of its contact-metamorphic envelop remained eastwards from Szárhegy. The southern culmination is covered and indicated only by its contact-metamorphic envelop.

F. Pávai-Vajna ascribed the formation of marbles and other contact-metamorphic rocks to andesites. This theory cannot be accepted. Extrusive rocks do not produce ever a contact-metamorphism of such extension. On the other hand occurrences of contact-metamorphic rocks correlate with the outcrops of nephelite syenite.

The applicability of the assimilation theory (R. A. Daly and S. J. Shand) is enhanced by the appearance of cancrinite in the nephelite syenite. The conditions of formation of this mineral were accurately determined by the laboratory experiments related by W. Eitel. S. J. Shand showed the microscopical appearance of cancrinite in the nephelite syenite occurrence of Transvaal.

The assimilation of limestone at the formation of the nephelite syenite of Ditró is attested even by myrmekite-like reaction rims on the nephelite-cancrinite contact as described by B. Mauritz and A. Streckeisen. A thin section of a sample from Komárnik tető examined by A. Streckeisen clears away every opposition: a crumb of limestone is separated from the surrounding nephelite by a radial fibrous band of cancrinite.

5. Geological structure.

The structure of the region including the nephelite syenite stock and Hagymás Mountain was surveyed by the author and G. P a n t ó. Between the nephelite syenite stock and Balánbánya epizonal phyllites were found with eastern dip, (probably due to isoclinal folding) eastwards from Balánbánya mesozonal metamorphosed rocks appear overlying concordantly the phyllites in anomalous position. Farther to the E in the Domuk valley micaschists are exposed overlain by eastwards dipping phyllites in normal position. This structure may be explained as a westwards overturned fold. No trace of overthrust was revealed between epi- and mesozonal series neither by Roumanian geologists nor by us.

A dolomite of crystalline texture overlies discordantly both series of schists. This formation — of werfenian age according to fossils described by I. S. A t a n a s i u — belongs to the tectonic unit of the schists.

The dolomite is overridden by the mesozoic nappe of the Hagymás Mountain, which was supposed to be pushed forward in W—E direction. This correlates with the general conception about the geological structure of the N and S Carpathian nappes. Nappes moved everywhere from the Carpathian Basin towards its margin.

Our survey revealed the clayey-marly werfenian beds. Author could determine *Myophoria costata* Zenk., *Gervileia* cfr. *modiola* Frech and „rhizocorallia“ in this formation. They show a close analogy with the campilli beds of the Balaton region. They served as gliding layer for the mesozoic nappe on the surface of the schist-dolomite basement. The nappe-structure is ascertained by two lower trias formations of identical age and fauna but of differing petrological facies overlying each other. The werfenian dolomite described by I. S. A t a n a s i u is autochthonous but the campilli slates of Transdanubian facies were overthrust being a gliding sheet of the mesozoic nappe.

On the base of our investigations around Balánbánya, which will be reported elsewhere, we are pointing out the possibility (opposed with earlier views about the structure of the E Carpathians) of a E—W overthrust directed towards the Carpathian Basin.

Below the western front of the mesozoic cliffs in Hagymás Mountain huge glacier-like tali cover the slopes trending towards

the Olt valley. Below the recent tali older ones were observed which are already cemented to breccia or conglomerate respectively. Scraps of such older tali were discovered by G. Pantó even on the W side of the Olt valley. This fact suggests that the mesozoic nappe of the Hagymás Mountain extended before the cutting in of the Olt valley (pleistocene, upper pliocene) far westwards and was pulled down by erosion since then. The front of the cliffs moved gradually backwards to the E.

This supposition is enhanced by a chip of crystalline limestone found on the Fekete rez ridge. This is surely no intercalation in the phyllite series, lying discordantly over it. This occurrence should indicate the connection between the mesozoic limestones of the Hagymás Mountain and the contact-metamorphic envelop of the nephelite syenite stock. The marble patch on the Fekete rez is supposed to be a relic of the western prolongation of the mesozoic nappe affected by contact-metamorphism.

The marble-range has a general eastern dip but at Szárhegy both marbles and contact-metamorphic schists stand upright on the western margin of the nephelite syenite stock and stretch consistently downwards.

By any reason, dealing with mesozoic nappe overthrust either from the W (I. S. Atanasiu) or from the E (A. Földvári), the floor limb of the nappe is bending to the bottom of the nephelite syenite stock. This floor limb could have induced assimilation, while the hanging flank was effected by contact metamorphism. (The nephelite syenite could not exert assimilative effects on the root limb being separated from it by the schists of the contact-metamorphic envelop.) Farther on the E where thermal effects of the intrusion ceased, mesozoic limestones were not metamorphosed. According to this scheme nephelite intrusion must be cretaceous, lower cretaceous limestones being represented in the nappe.

This structure is shown in the theoretical section.

A farther problem: if the nappe derives from the W (according to I. S. Atanasiu) it should be present below the Hargita tertiary volcanic range. But than extrusive rocks ought reveal any trace of assimilation. We shall get probably better insight into the question by actual investigations of L. Jugovics either by the properties of the inclusions of andesites and their agglomerates or by the chemical composition of the extrusive rocks.

SUMMARY.

My conclusions drawn from investigations about the origin of the nephelite syenite stock of Ditró correlate with the results of A. Streckeisen. The nephelite syenite stock is due to the limestone assimilation of a posttectonic granitic intrusion. The assimilated limestone was deducted from the limestones of the mesozoic nappe of the Hagymás Mountain.

IRODALOM. — BIBLIOGRAPHY.

- Atanasiu I.: Études géologiques dans les environs de Tulghes. Anuarul Inst. Geol. al României. 31, vol. 1928.
- Böckh H.: Előzetes jelentés a Selmechánya vidékén előforduló kőzetek korviszonyairól.
Vorläufiger Bericht über das Altersverhältnis der in der Umgebung von Selmechánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földtani Közlöny (Geologische Mittheilungen) 31. 1901.
- A gömörmezei Vashegy és a Hradek környékének geológiai viszonyai.
Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser.
M. kir. Földtani Int. Évkönyve (Annales Instituti Regii Hungarici Geologici) 14. 1905.
- Adatok a szepes-gömöri Érchegység lerakódásainak ismeretéhez. Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges.
M. kir. Földt. Int. Évi jelentése, 1905. (Relationes Annuae Instituti Regii Hungarici Geologici, 1905.)
- Codârcea A.: Note préliminaire sur certains roches éruptives alcalines et sur quelques lamprophyres de la région d'Ogradina (département de Séverin) Bull. de la scetion scient. de l'academie roumaine. 18. 1936.
- Cotta B.: Erzlagerstätten im Banat und Serbien. 1864.
- Daly R. A.: Igneous rocks and the depths of the Earth 1933.
- Eitel W.: Physikalische Chemie der Silikate. 1941.
- Földvári A.: A Kassától északnyugatra lévő terület földtani viszonyai. Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich Kassa. M. kir. Földt. Int. Évi jelentése 1939. (Relationes Annuae Instituti Regii Hungarici Geologici, 1939.)
- Előzetes jelentés a kassai Vashegy és Kassai-havas környékén 1940. évben végzett bányageológiai felvételekről.
Bericht über die im Jahre 1940. durchgeführte montangeologische Aufnahme des Vasberges von Kassa und der Kassaer Alpe.
M. kir. Földt. Int. Évi jelentése 1940. (Relationes Annuae Instituti Regii Hungarici Geologici, 1940.)
- Földvári A.—Pantó G.: Balánbánya és környéke geológiai viszonyairól. Geology of the Surrounding of Balánbánya (Transsylvania). M. kir. Földt. Int. Évi jelentése 1941. (Relationes Annuae Instituti Regii Hungarici Geologici, 1941.)
- Ianovici J.: Consideration sur la consolidation du massif syenitic de Ditrau, en relation avec le tectonic de la region.
C. R. des séances de l'academie des sciences de Roumanie T. II. No. 6. 1938.

- Koch A.: A ditrói syenittömzs közettani és hegyszerkezeti viszonyairól. Értekezések a Természettudományok köréből 9. 1879.
Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró in Ostsiebenbürgen.
Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. I. Beilage-Band. 1881.
- KordiuK B.: Junge Granite und Vererbung des Slovakischen Erzgebirge. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Abteilung B. 1941.
- Kraatz K. KoschlaU K.-Hackman V.: Der Eläolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Contactgesteine.
Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 16. 1896.
- Lacroix A.: Description des syenites népheliniques de Pouzac (Hautes-Pyrénées) et de Montréal (Canada) et leurs phénomènes de contact. Bulletin de la Société Géologique de France. series 3. tome 18. 1889—1890.
- Mauritz B.: Adatok a Gyergyó-ditrói szienittömzs kémiai viszonyainak ismeretéhez.
Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró (Ungarn).
Matematikai és Természettudományi Értesítő 30. 1912. (Mathematischer und naturwissenschaftlicher Anzeiger d. Ungarischen Akademie der Wissenschaften. 30. 1912.)
— A ditrói cancrinit. Matematikai és Természettudományi Értesítő. 30. 1912.
- Mauritz B.-Vendl M.-Harwood H. F.: A ditrói szienit újabb típusai. Matematikai és Természettudományi Értesítő 40. 1923.
- Mauritz B.-Vendl M.: Adatok a ditrói szienitmasszívum abisszikus kőzeteinek ismeretéhez.
Matematikai és Természettudományi Értesítő 40. 1923.
- Mauritz B.-Vendl M.-Harwood H. F.: A ditrói szienit további petrokémiai vizsgálata.
Weitere petrochemische Untersuchung des Syenites von Ditró in Siebenbürgen.
Matematikai és Természettudományi Értesítő 41. 1925. (Mathematischer und Naturwissenschaftlicher Anzeiger d. Ungarischen Akademie der Wissenschaften. 41. 1925.)
- Mauritz B.: A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben.
Matematikai és Természettudományi Értesítő 41. 1925.
Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteinen des Ditró und Mecsekgebirges. Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 38. 1925.
— Foyaitos kőzetek a Mecsekhegységéből. Koch Emlékkönyv. 1912.
— A Mecsekhegység eruptívus kőzetei.
Die Eruptivgesteine des Mecsekgebirges.
M. kir. Földt. Int. Évkönyve. 21. 1913. (Annales Instituti Regii Hungarici Geologici. 21. 1913.)
- Pantó G.: A Borsabánya melletti Toroiága szulfidos érctelepei. Lode system of Toroiaga near Borsabánya (NE Carpathians).
Beszámoló a m. áll. Földt. Int. Vitaülésének Munkálatairól. 8. 1946.
Commentarii de studiis disputationum Instituti Geologici Publici Hungarici. 8. 1946.
- Rozlozsnik P.-Emst K.: Adatok Krassó-Szörény vármegye banatitjainak petrográfiai és kémiai ismeretéhez.
Beiträge zur genaueren petrographischen und chemischen Kenntnis der Banatite des Komitates Krassó-Szörény.
M. kir. Földtani Int. Évkönyve. 16. 1908. (Annales Instituti Regii Hungarici Geologici 16. 1908.)

- Az újmoldovai bazalt. Der Basalt von Ujmoldova. Földtani Közlöny 43. 1913. (Geologische Mitteilungen 43. 1913.)
- Rozloz s n i k P.: Aranyida bányageológiai viszonyai. Die Montangeologische Verhältnisse von Aranyida. M. kir. Földt. Int. Évkönyve 19. 1911. (Annales Instituti Regii Hungarici Geologici. 19. 1912.)
- Dobsina környékének földtani viszonyai. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. Geologica Hungarica. Series geologica. 5. 1935.
- S h a n d S. J.: The problem of the alkaline rocks. Proceedings of the Geological Society of S. Africa. 1922. pp. 19—32.
- Eruptive rocks. 1927.
- Zusammensetzung und genesis der Alkaligesteine Südafrikas. Zeitschrift f. Kristallographie, Mineralogie und Petrographie Abt. B. (Tshermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.) 44. 1933.
- S c h e i b n e r G.: On foyait, an elaeolitic syenit occuring in Portugal. Quarterly Journal of the Geological Society of London 35. 1879.
- S t r e c k e i s e n A.: Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditró (Rumänien). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Beilage-Band 64. Abteilung A. 1931.
- Zur Differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditró (Rumänien). Buletinul laboratorului de Mineralogie al Universitatii din Bucuresti. 1. 1934.
- S t r e c k e i s e n A.—G i u s c a D.: Der Nephelin-Cancrinit-Syenit von Orsova. Bul. Soc. Rom. Geol. 1. 1932.
- T a k á t s T.: Essexit a Mecsek hegységéből. Matematikai és Természettudományi Értesítő 50. 1933.
- V a d á s z E.: A Mecsek-hegység. Das Mecsek-Gebirge. Magyar Tájak Földtani Leírása 1. (Geologische Beschreibung Ungarischer Landschaften. 1.) 1935.
- V e n d l A.: Alkálilikőzetek Anina és Stájerlak környékén. Matematikai és Természettudományi Értesítő 43. 1926.
- V e n d l M.: Telérközetek a ditrói nefelinszenitmasszívumból. Matematikai és Természettudományi Értesítő 43. 1926.
- Daten zur Frage der magmatischen Differentiation im Nephelinsyenitmassiv von Ditró. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Abt. A. 1927.
- V i e n n o t P.: Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales francaises. Bulletin de Serv. de la Carte Géol. de la France et des Topogr. Southerraines. 30. 1927. No. 163.

HOZZÁSZÓLÁSOK.

Jugovics Lajos: Személyesen bejárta a területet L ó c z y L a j o s igazgató úrral, áttekintő bejárás keretében, melynek célja elsősorban a kristályos palának a mészkőhöz való viszonyának a tisztázása volt. Megjegyzi, hogy dolomitot Borszék környékén is talált a kristályospalában és lehetségesnek tartja, hogy a szienit az alkáliáját ezekből kapta.

A szienitmasszívumtól nyugatra lévő vidéken a fillitek egész sora található kisebb foltokban, ezeknek a viszonyáról egy előadás keretében óhajt beszámolni.

Azonkívül igen erős kvarcitosodást talált a fillitekben, ezek keletkezését inkább tektonikai okokra vezeti vissza, mint kontakt hatásokra.

A nyugatra található fiatal vulkáni kőzetek vizsgálata még folyik. Megjegyzni, hogy bazaltot is talált a Hargitában és csak ezután fog eldőlni, hogy nem alkáli kőzetekkel van-e dolgunk.

Analógia céljából megemlíti, hogy a Kelemen-havasok fiatal vulkáni tömegén még 1200 m magasságban is talált fillit- és kvarcterméket.

Erdélyi János: Szintén bejárta a területet. Bazaltszerű kőzetet szintén talált, de mikroszkópiai vizsgálatnál kiderült, hogy az csak egy igen sötét andezit, zöld foltokkal, melyek nem olivinek, hanem diopszidaugitok. Ugyanitt a Ditró-Tölgyesi úton egészen foyaityszerű palás kőzetet talált, amelyet látva, lehetetlen préselődésre nem gondolni. A kontakt hatást a mészkövekben nagy területen megtalálta (É-felé még Bélboron is és D-felé még Csíkszenttamason is), miből arra lehet következtetni, hogy a ditrói masszívum a mélyben igen nagy területen foglal helyet.

A mészkő beolvasztása ellen felhossa, hogy Gyergyószentmiklóson a Kürüc-pataki kőfejtőben és az Orotvafői kőfejtőben a cancrinitet és a szodalit repedésekben találta és ezen az alapon metasomatikus hidrotermális termékeknek tartja. A cancrinitról a kémiai vizsgálatok során kiderült, hogy szulfátot is tartalmaz, ami szintén hidrotermális eredetre utal. A gyergyószentmiklósi és kürüci kőfejtőben számos eleolitmentes szienitet talált és az Orotva völgyében sok lamprofir telért, amely csaknem tisztán amfibolból áll és nagy mennyiségben titanitot tartalmaz. Vanadiumot is kimutattak erről a helyről, mely valószínűleg a titanittal függ össze s így valószínűleg egy új ásvánnyal, a vanadiumtitanittal van dolgunk. Egy német kutató pirrhotin vélt itt találni, melyről a Hozzászóló megállapította, hogy csak barnára színeződött pirit. Előfordul még itt szfalerit és galenit is, de főképp, ami a hidrotermális hatásra utal, pirit fordul elő és a döntő molibdenit.

Horusitzky Ferenc: Hangsúlyozza, hogy Földvári Aladár mutatót rá először hazai vonatkozásban a beolvasztási jelenségek (anatexis) nagy tektonikai jelentőségére. Ugyanezen okokra vezethető vissza a dunántúli alkáli bazaltok keletkezése. Ez a folyamat a közbülső tömegekhez tartozó rögök gyökerének regionális süllyedésével és beolvasztásával magyarázható.

Scherf Emil: A Békási völgyben a Turista-szálló közelében és az Oltárkő alatt lévő szerpentin út legfelső kanyarulatánál bomlott eruptív kőzetet talált, melyről tudomása szerint már Vadász Elemér is megemlékezett. Érdemesnek tartaná ezen kőzetet kémiailag és petrográfiailag megvizsgálni és genetikai viszonyát a Földvári Aladár által vizsgált kőzetekhez megállapítani, mert ez szintén a kretákorban tört fel.

Pantó Gábor: Erdélyi János hozzászólásával kapcsolatban hivatkozik a »Ditró-Orotvai-i ércelőfordulás« c. 1941. évi felvételi jelentésére. Ebben az orotvai érc ércmikroszkópiai leírását közölte, mely szerint az ércben a pirrhotin rezorbcíós roncsok alakjában jelenik meg. Pirrhotin tehát az első érc kiválás, melyet a későbbi hidrotermák oldottak, átalakítottak.

Földvály Aladár: Jugovics Lajossal nem egyezik a véleménye; a kvarcitosodást nem tektonikai, hanem kimutathatóan kontakt hatásnak tartja és véleménye szerint ahol a kvarcitok előfordulnak, ott a masszívum a mélyben folytatható. A kvarcitosodásra az előadásban azért nem tért ki bővebben, mert a mikroszkópiai vizsgálatok még folyamatban vannak.

A Scherf Emil által említett kőzetet megvizsgálták és az metamorf diabáz.

Erdélyi Jánossal egyetért abban, hogy a cancrinit és szodalit hidrotermálisan is előfordul, de ez csak egyik előfordulási módja. Azok a cancrinitek, melyeket Mauritz B. vizsgált, határozottan karbonátcancrinitek. Hidrotermális ásvány- és ércelőfordulások, valamint automet amorfizáció minden intruzió végső fázisaként keletkeznek, de ez semmiképpen sem zárja ki azt, hogy ezt megelőzően a magma asszimiláljon kőzeteket. A Mauritz Béla által készített mikrofotográfiában jól látható a mirmekites összenövés, mely azonban csak olvadákokban keletkezhetett. Az is tény, hogy van utókrisztályosodás során keletkezett cancrinit és szodalit hasadékkitöltés is. A vanadiumot nem a titanithoz, hanem az amfibolhoz kötvé kell keresni.

PANTÓ GÁBOR dr.:

A BORSABÁNYA MELLETTI TOROIAGA SZULFIDOS ÉRCTELÉREI

A bányageológiai kutatások mindig a bányászat kiterjedésével és jelentőségével tartottak lépést. A XIX. század végén és a XX. század első évtizedeiben végzett alapvető kutatások a középeurópai klasszikus lelőhelyek vizsgálatán épültek fel. Az első világháború óta azonban a kiaknázott előfordulások gyakorlati jelentőségével együtt a bányageológiai kutatások súlypontja is átkerült Amerikába. A virágzó, nagy kiterjedésű bányászat nagyszámú geológust foglalkoztatott gyakorlati, teleptani kutatásokban és hatalmas méretű geofizikai kísérletek elvégzését támogatta. Az érctelepek keletkezésénél lefolyt jelenségek megítélésébe bevonták a fizikust és kémikust, aki számára lehetővé tették, hogy laboratóriumában az ércékpződés fizikai tényezőit megvalósítsa.

A kutatások távol vannak még a kiforrástól. Az eredmények első összegezett bemutatása a Lindgren-kötetben jelent meg, 1933-ban (1, 3, 7, 14). Ez indította el az eredmények szélesebb körben való megvitatását és kiértékelését (8). Sajnos, mindez itthon csak szűkszavú ismertetésekben jutott tudomásunkra és termékenyítő hatása a középeurópai irodalomban máig sem vehető észre.

Az újabb eredmények megcáfolhatatlan fizikai tényeket szögeznek az ércékpződésről alkotott, eddigi elképzeléseinkkel szembe és gyökeres módosításokat tesznek szükségessé az érctelepek Európában bevett rendszerezésén (10, 16). A Kárpátmedence klasszikus bányahelyeiről annyira elavult fogalmak szerepelnek az irodalomban, hogy azokat a kialakuló új ércteleptani képbe a külföldi kutatók (R a m d o h r 13 p. 172) pontosan be sem tudják illeszteni. Ércteleptani szemléletünkbe belegyökerezett az a tétel, hogy érctelepeink nagy része »fiatal harmadkori vulkánossághoz kötött.« Ezt

pedig sokan értették úgy, hogy az érceléreknek nemcsak mellékközete, de ércesítő anyaközete is az őket körülvevő andezit, dacit vagy riolit. A modern vizsgálatok igen kétségessé teszik, hogy extruzív kőzetek fejtettek-e ki egyáltalán ércékpző hatást (legfeljebb exhalációkat hoztak létre), az Au—Ag—Pb—Zn—Cu formációkat létrehozó hidrotermák azonban bizonyosan savanyú intruzívum elkülönülési termékei. Nem felmenő, legfeljebb oldalági rckonság van tehát az ércételér és mellékközete között. A mellékközet tulajdonságaiból az ércesedésre vont következtetések és törvényszerűségek háttérében nincs genetikai kapcsolat, így azok csak gyakori térbeli találkozásoknak tekinthetők, de szabályértékük nincs (18, 19).

Azt az előkelő helyezést, melyet Magyarország a világhírű bányahelyek beható vizsgálatával a bányageológia művelésében megszerzett, csak úgy tarthatjuk meg, ha a lelőhelyeket sikerül minél előbb, az új vizsgálatok fényében, korszerű leírásban bemutatnunk. Ehhez elengedhetetlen, hogy az alapvető amerikai irodalom, mihelyt hozzáférhetővé válik, az eddiginél bővebben álljon rendelkezésünkre.

A máramarosi havasok déli nyulványai között meghúzódó Borsabánya különösen elkerülte a kutatók figyelmét. A bányahely környékén több gazdag ércelőfordulás van, hidrotermális és metamorf eredetű telérek, tömzsők, lencsék. Ezúttal a községtől ÉNy-ra emelkedő Toroiaga-hegy telérrendszeréről szeretnék beszámolni.

A borsabányai bányászat adatai 1641-ig nyulnak vissza. A toroiagai telérek műveléséről 1798-ból való az első feljegyzés. 1804-ben a kincstár bányatelepet létesített, majd kohót is épített Borsabányán. (4)

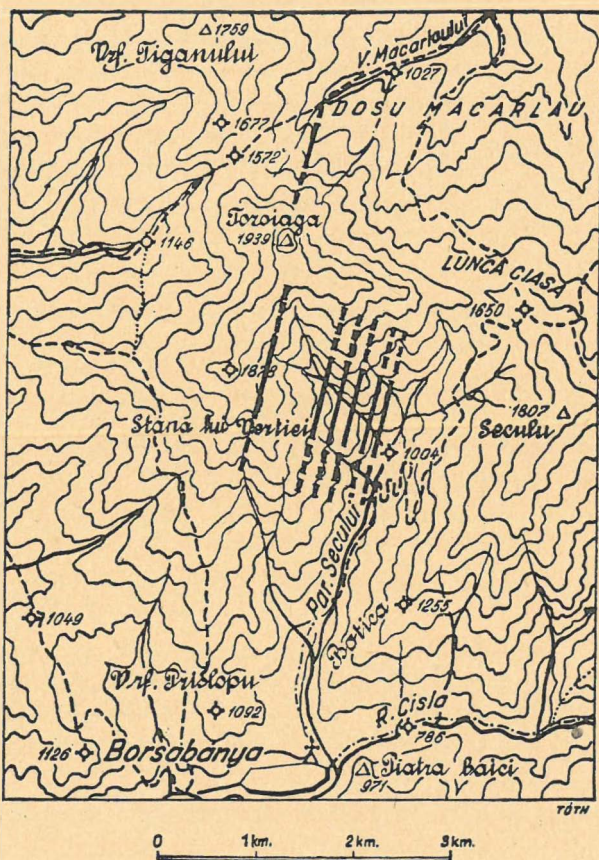
A terület bányageológiai leírását C o t t a (2 p. 125—128) adja meg, 1854-ben tett bejárása nyomán. A kristályospala-alaphegységet és az erre települő kárpáti homokkő-komplexumot kétféle eruptívum töri át. Az egyik fajtát »trachit«-nak határozza (Cornedeu), a másiknak azonban »Labradorfels« elnevezést ad (Toroiaga) és kiemeli a kőzet hasonlóságát a Hitteröe-i noritokhoz.

A Toroiaga DK-i lejtőjén, ahol nagyobbbrészt »Labradorfels« lép felszínre, hat érces telért és nyolc meddő hasadékot ír le. A telérek vastagsága 2—30 cm között változik, többnyire az eruptívumban, vagy az eruptívum-kristályos pala határon futnak. A Katalin-telér, melyet C o t t a 800 m hosszú feltárásban bejárhatott, az eruptívumból kilépve változatlanul folytatja csapását a palában. A bányák akkor termelés alatt állottak s a fejtményt lóháton, zsákokban szállították le a borsabányai kohóba.

Valószínűleg Cotta szakvéleménye alapján került a borsai bányászat 1859-ben a bukovinai Manz-család kezébe, a vállalkozó bukásával azonban az üzemet rövidesen beszüntették. 1868-ban a

BORSABÁNYA ÉRCTELÉREI.

LODE SYSTEM OF BORSABÁNYA.



1. ábra. — Fig. 1.

nagybocskói szódagyár, 1912-ben pedig a Felsőmagyarországi Bányás-és Kohómű Rt. szerzi meg a bányák tulajdonjogát, de a 60-as évek óta a telérek rendszeres műveléséről nincsen adatunk (4).

1941-ben Földvári Aladárral végzett bejárásunkon meggyőződünk Cotta adatainak helyességéről (5). A kristályos

palákat a Toroiaga környékén az epizóna tagjai képviselik, fillitek, kvarcítpalák, porfiroidok, melyeket Paul (12) a szomszédos bukovinai területen »untere Schiefergruppe« néven foglal csoportba. Cotta »Labradorfels«-ére ma a holokristályos porfiros dacit elnevezést alkalmazzuk, hogy harmadkori effuzív kőzeteinkkel való rokonsága kifejezésre jusson. A kőzet injekciók, dike-ok alakjában hatolt be a kristályospalába.

A Toroiaga Stana lui Vertici (♠ 1888) nevű déli nyulványának DK-i lejtőjén sikerült a teléreket nyomon követnünk (1. ábra). A telérek kibúvásai 1000 és 1600 m t. sz. f. magasságok között, egymástól 150–250 m között változó távolságokban található meg és legjobban a meredek hegyoldalon lefutó mély patak völgyekben figyelhetők meg. Így a Secu-völgy ♠ 1004-től a Δ 1939 — ♠ 1888 gerinc alá felhúzódó Murgu-völgyben és ennek DNy-i szomszéd-völgyében, a Kremnica- (Emerici) völgyben. A patakokból a telérek keresztezésénél hajtottak csapásirányú vágatokat a telérekre. Ezeknek a régi műveleteknek csak egy része volt bejárható, többnél a hányók anyagának átvizsgálásával kellett megelégednünk.

A telérek elnevezése ÉNy—DK irányban (kibúvásokban felülről lefelé) Cotta szerint: (zárójelben a mai bányásznevezés) Katalin, Zsófia (Jakobi), Károly (Őrangyal), Kisasszony, Péter-Pál, Mihály (a Stefánia-telér Cotta óta felfedezett feküága), Stefánia (2).

A telérek 10–20° csapásúak és 70–80°-kal dőlnek K felé. A telérek vastagsága a néhány cm-es zsinóroktól kezdődően 1-30 m-t ér el, kivastagodásoknál azonban meddő szalagok jelennek meg. Az érc egyenes lefutású, határozott tektonikus hasadékokat tölt ki, általában dacitban, a Mihály-telér dacit és fillit határán. A mellékkőzet néhol kaolinosodott, érccel kevésbé impregnált. Az érc általában szalagos szerkezetű, durvaszemű, nem ritkán erős. Mellékkőzet-zárványok, kalcit-, ritkábban kvarc-zsinórok rondítják az ércet.

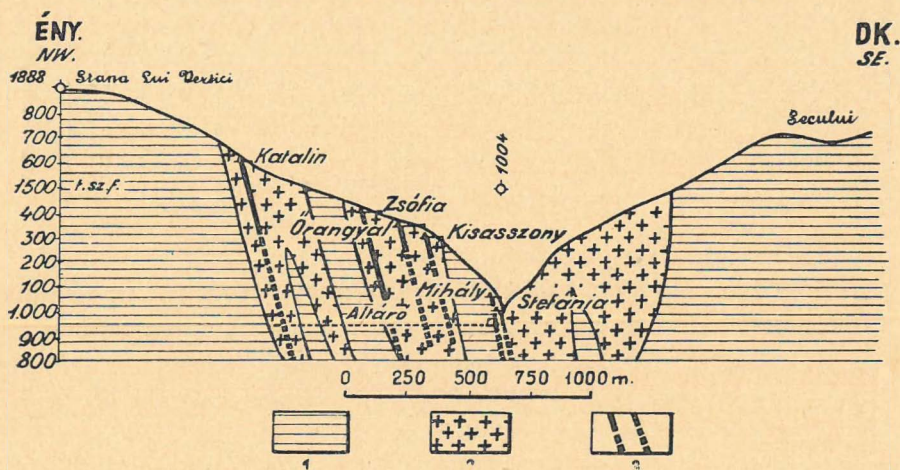
Uralkodó érc pirit, melynek szinte állandó kísérője a gyéren hintett arsenopirit. Valamennyi teléren megtalálhatók egyenletes eloszlásban. A Kisasszony és Őrangyal teléreknél csaknem kizárólagos ércei. Mindkettő legtöbbször idiomorf, az érc-telér első kiválásai.

Szfalerit, kalkopirit, galenit, tetraedrit, bournonit nem állandó vendégei a teléreknél, egyes telérrészekben azonban jelentősen felhalmozódnak. Így szfalerit a Mihályon és Stefánián, kalkopirit a Zsófián és Stefánián, galenit a Mihályon és Katalinon.

Az érc részletes mikroszkópi feldolgozására eddig még nem került sor, így kiválásuk pontos időrendjét sem sikerült megállapítani. A kalkopiritképződés mindenesetre az ércesedés befejező szakaszáig tartott.

A telérek feltárása a Kremnica-patakból, csapásirányban ÉK és DNy felé indult meg. Leghosszabban a Katalin-telért tárták fel, a régi művelésekből ma mindössze 300 m járható. A többi telér ennél még rövidebb szakaszokon volt hozzáférhető. A telérhasadékok

BORSABÁNYA ÉRCTELÉREINEK SZELVÉNYE. SECTION OF THE BORSABÁNYA LODE-SYSTEM.



2. ábra. — Fig. 2.

1. Fillit, *Phyllite*. — 2. Dacit, *Dacite*. — 3. Ércelér, *Lode*.

kifejlődése és régi műveletek adataiból valószínű azonban, hogy a telérek csapásmentén 1 km-t is elérnek.

Mélységi kiterjedésük is bizonyosra vehető. A Secu-völgyből indított altáró, melynek telepítését már Cotta javasolta, csak a Stefánia- és Mihály-telérek keresztezéséig van kihajtva. 1200 m-en belül valamennyi telér harántolása várható s így a Katalin-telérből 600 m magas pászta lenne fejthető (2. ábra).

Az ércesedés komoly kiterjedésének bizonyítéka a Makerlói ércelőfordulás. Az említett telérek csapásirányán két km távolságra a Toroiaga ÉNy-i lejtőjén 70 cm vastag telért tárt fel a Makerlópatak 1300 m magasságban. A telért kristályospala környezetben

húzódó dacit-dike foglalja magában. A telér álló, csapása 30°. A völgyből ÉNy és DK felé is kutató tárót indítottak a telér csapásán. A tárók csak néhány méteren voltak járhatók. A telér kvarcos kitöltésben eres-szemcsésen galenitet, szfaleritet és piritet tartalmaz. A világos színű mellékkőzet erősen impregnált és kaolinosodott.

A telérek fémtartalmára vonatkozólag az Ólom- és Cinkbánya Rt. az alábbi átlagminta-elemzéseket bocsátotta rendelkezésemre :

	Pb %	Cu %	Zn %	S %	As %	Pirit %	Ag g/t	Au g/t
1. Katalin telér	1·22	0·70	0·25	—	—	18	64	3
2. Zsófia »	0·27	5·20	0·17	8	ny.	—	77	ny.
3. » »	ny.	0·84	ny.	—	—	33	84	1
4. Órangyal »	0·37	0·67	0·30	47·28	ny.	—	92	63
5. » »	ny.	0·25	ny.	—	—	60	50	52
6. Kisasszony »	0·34	0·13	0·47	12·94	ny.	—	19	5
7. » »	ny.	0·76	ny.	—	—	25	55	19
8. Mihály »	0·76	0·70	1·41	8·20	0·05	—	92	1
9. » »	1·49	4·97	0·49	—	—	—	331	1
10. Makerlói »	3·51	0·23	1·28	7·27	ny.	—	181	1
11. » »	1·57	0·27	15·02	10·58	ny.	—	92	1

Láthatjuk, hogy az eddigi feltárásokban csak a nemesfémtartalom ígér hasznót. Feltehető, hogy mélyebb szinteken az ipari fémek, elsősorban a réz hasznosítható koncentrációban lépnek fel.

Ha most a toroiagai telérrendszert regionális teleptani képbe igyekszünk beilleszteni, látjuk, hogy a szulfidos ércelőfordulások a környéken meglehetősen gyakoriak. Pirittömzsöket, melyekben kalkopirit, szfalerit, galenit is megjelennek, a közvetlen környéken is találunk, a Guraboi-i, Bârloia-i, Cataráma-i bányáknál (5), távolabb pedig az ányesi, óradnai, kobaseli telepeken. Teléres kalkopirit-piritelőfordulást legközelebb a Korongyis Ny-i oldalában találunk.

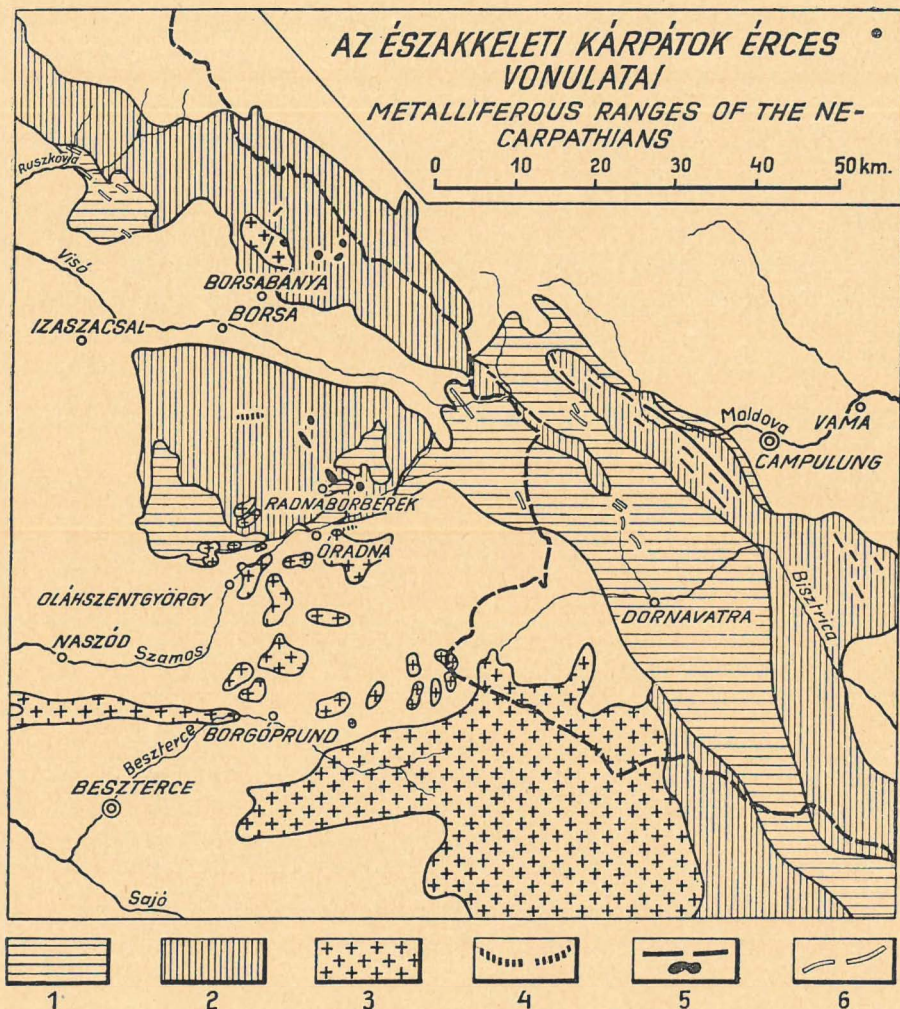
Áttekintésünkbe most már a szomszédos bukovinai terület ércelőfordulásait is bevonva, melyeket Bruno Walter tanulmányozott részletesen (21), szabályosságot állapíthatunk meg. A bukovinai szulfidos ércelések vonulatokba rendeződnek. A vonulatok szerepére a kárpátkrisztallin további ércelőfordulásainak részletes vizsgálata kapcsán bővebben szándékozom majd kitérni. Borsabányával kapcsolatban a következőket kívánom kiemelni (3. ábra):

1. Szulfidos ércelőfordulások az epizonális metamorf kőzetekben jelennek meg, szemben a mezozonális komplexumok »Macska-mező típusú« magnetit-hematit, rodochrozit-rononit metamorf ércetelepeivel (15).

2. Az ércfelérek és tömzsök csapása nagyjából párhuzamos az epizonális krisztallin tengelyével.

3. Az ércesedés nincs eruptív kőzetek kibúvásához kötve.

4. Az ércesedés az eruptív kőzetek kibúvásainál intenzívebb, néhol érc-tömzsök keletkeztek ezek környékén.



3. ábra. — Fig. 3.

1. Mezozóna kristályos palái, *Mesozonal metamorphosed rocks*. — 2. Epizóna kristályos palái, *Epizonal metamorphosed rocks*. — 3. Harmadkori vulkános kőzetek, *Tertiary volcanic rocks*. — 4. Gránit, *Granite*. — 5. Szulfidos ércfelérek és érc-tömzsök, *Sulphidic lodes and stocks*. — 6. Oxidos, karbonátos, szilikátos metamorf érctelepek, *Ore deposits of metamorphic origin*.

A toroiagai ércelérek keletkezését a távolabbi környék érceseisével összhangban most már csakis egy mélységbeli intruzív tömegből vezethetjük le. Ez minden bizonnyal gránitos összetételű és a kárpáti krisztallin magvát alkotja. Az ércesedések legtöbbször, így a toroiagai is, epitermális, az érchozó magmától távoli, az akkori felszínhez közel (1200 m-nél kisebb mélységben) lezajlott kiválásokra utal. A termák hőmérséklete ebből kifolyólag 200°-nál nem lehetett magasabb (16).

A gránitbatolit — az ércek és hidrotermális oldószerek olyan elenyésző százalékát teszik az eredeti gránitmagmának, hogy komolyabb ércesedések magyarázatára hatalmas magmatömeget kell feltételeznünk — a mai felszín alatt több ezer méter mélységben lehet. Centrumára, illetőleg arra, hogy hol ér a felszínhez legközelebb, a dácitok kibúvási alapján vonhatunk következtetést. Az érchozó oldatok feltörése ezek közelében néhol bővebb és magasabb hőmérsékletű volt. Az erózió csak egyes különösen kitett helyeken ért el a gránit feltárásáig. Préselten, de meglehetősen üdén lép felszínre a Negriasa (♠ 2013) csúcsán, a Radnai havasokban és a Szamosvölgy baloldalán, Óradna felett (6).

LODE SYSTEM OF TOROIAGA NEAR BORSABÁNYA (NE CARPATHIANS)

by G. PANTÓ

Geological study of ore deposits is everywhere a function of mining development. By approaching exhaustion of the Central European classical deposits on which fundamental investigations were begun, preponderance of the researches was transferred to America due to exploited occurrences of greater economic importance. The results of these large scale investigations appeared chiefly in the Economic Geology and in the Lindgren volume. Due to difficulties in obtaining these publications they did not influence later Hungarian literature.

Hungarian deposits are always described as being products of extrusive rocks and genetical connections are supposed between lode and wallrock. We wish to describe the classical Hungarian deposits as soon as possible in up to date terms.

Borsabánya lies on the southern slope of Máramaros Mountains, in its surrounding hydrothermal and metamorphic ore bodies of stock, vein and lens shape were found. In near by the Mount Toroiaga a lode system was found in the 18th century. Mining was started here in 1798 but in the last 80 years no significant exploitation was achieved. The only description of the ore occurrence is given by Cotta dated from 1854. (2. p. 125—128.) His accurate informations are noteworthy even today.

On the basis of our survey made in company of Aladár Földvári geological structure of the area may be outlined as follows: Mount Toroiaga and its surroundings are built up mainly of an epizonal metamorphic series including phyllites, porphyroides and quartz-schists. This series is intersected by injections and dikes of holocrystalline porphyric dacite.

On the southeastern slope of the peak Stana lui Vertici (♠ 1888) outcrops of seven lodes were discovered (fig. 1). The parallel outcrops lie between 1000 and 1600 meter altitude (above sea-level) separated by 50—250 meter intervals. The lodes in descending order of altitude are named: Katalin, Zsófia, Károly, Kisasszony, Péter Pál, Mihály and Stefánia. The general strike is N 10—20° E with 70—80° eastern dip. The lodes fill tectonic fissures, thickness varies between 5 and 130 centimeters. The wallrock is chiefly dacite. The Mihály lode lies on dacite-schist contact and the Stefánia lode was followed after Cotta's data crossing dacite-schist boundary into phyllite. In the fillings of the lodes ore and calcitic gangue alternate in banded structure.

Pyrite and mispickel are ubiquitous in the lodes. Sphalerite, chalcopyrite, galena, tetrahedrite, bournonite show enrichments on some sections, but are lacking entirely in some instances. The succession of ore minerals is not defined. Pyrite and mispickel are the first products. The deposition of chalcopyrite lasted during the whole ore-forming period.

Prospecting was started by adits from the valleys crossed by the lodes. Longest exposure is related by Cotta, a 600 meter long adit on the Stefánia lode, today approachable only to half length. Other lodes were exposed on even shorter sections, and no slope higher than 50 meters was made. The well developed, straight fissures of the lodes indicates even greater continuity both horizontally and vertically. An adit was excavated from the Secu valley according to Cotta's suggestion but reached only two lodes. If it continued to the intersection of the farthest lode (and the intersect should take place within 1200 meters) a 600 meter vertical section of the Stefánia lode might be exploited (fig. 2.).

Significant extension of the lodes is attested by another exposure lying on the northwestern slope of the Mount Toroiaga. In the valley of the Makerló brook, 2 kilometer distant from the above exposures, a 70 centimeter thick lode was followed on few meters by an adit. The lode lies in the strike of the Stefánia lode and is included in a dacite dike.

In actual exposures only the extraction of the precious metals would appear to be profitable. In deeper zones increasing amounts of copper, lead and zinc may be expected.

Metal content of the lodes is shown in following analyses :

	Pb %	Cu %	Zn %	S %	As %	Pyrite %	Ag g/t	Au g/t
1. Katalin lode	1.22	0.70	0.25	—	—	18	64	3
2. Zsófia »	0.27	5.20	0.17	8	trace	—	77	trace
3. » »	trace	0.84	trace	—	—	33	84	1
4. Őrangyal »	0.37	0.67	0.30	47.28	trace	—	92	63
5. » »	trace	0.25	trace	—	—	60	50	52
6. Kisasszony »	0.34	0.13	0.47	12.94	trace	—	19	5
7. » »	trace	0.76	trace	—	—	25	55	19
8. Mihály »	0.76	0.70	1.41	8.20	0.05	—	92	1
9. » »	1.49	4.97	0.49	—	—	—	331	1
10. Makerlói »	3.51	0.23	1.28	7.27	trace	—	181	1
11. » »	1.57	0.27	15.02	10.58	trace	—	92	1

The lodes of the Mount Toroiaga are considered to be epithermal. Examining this occurrence in its connection with other ore deposits of the region, some general conclusions may be drawn (fig. 3.).

1. Sulphidic ore deposits appear in epizonal metamorphosed rocks, while mesozonal rocks contain metamorphosed deposits of iron and manganese oxides, carbonates, silicates.

2. The ore bodies strike parallel with the axis of the crystalline belt.

3. The presence of extrusive rocks does not necessarily signifies the presence of ore deposits, but ore deposits appear even far from any outcropping extrusive rock.

4. In the neighbourhood of effusive masses ore-forming fluid might have been more abundant, as indicated by some ore-stocks lying close to dacites.

Both the origin of the acid effusives and epithermal ore deposits may be deduced from a granite batholite which is supposed to lie a few thousand meter below the crystalline belt.

IRODALOM. — BIBLIOGRAPHY.

- Buddington, A. F.: Correlation of Kinds of Igneous Rocks with Kinds of Mineralization. Lindgren volume 350—385. Am. Inst. Min. & Met. Eng. New York 1933.
- Cotta, B.: Die Erzlagerstätten des südlichen Bukowina. Jahrbuch d. kk. Geol. Reichsanstalt, 6. 103—135. 1855.
- Emmons, W. H.: On the Mechanism of the Deposition of Certain Metalliferous Lode-systems Associated with Granitic Batholits. Lindgren volume 327—349. 1933.
- Farkas János: A kénkovand ismertetése minőség, vegyipari feldolgozás, földtani település, bányászati fejlődés és közgazdasági jelentőség szempontjából különös tekintettel hazai viszonyainkra. Bány. és Koh. lapok 65. 583—589, 615—631, 648—664, 679—686, 747—760, 775—809, 1917.

5. Földvári A.-Pantó G.: Bányageológiai megfigyelések Borsabányán, az Aranyos-Beszterce völgy és Gyergyótölgyes környékének érc-előfordulásain és néhány más erdélyi ásványlelőhelyen. Földt. Int. Évi jelentései. 1941. (Nyomás alatt.)
6. Földvári A.-Pantó G.: A radnai havasok csillámelőfordulásai. Földt. Int. Évi jelentései. 1942. (Nyomás alatt.)
7. Graton, L.C.: The Hydrothermal Depth-zones. Lindgren volume 181-197.
8. Graton, L. C.: The Nature of Ore-forming Fluid. Econ. Geol. 35. 197. 1940.
9. Kräutner T.: Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). Anuarul Inst. Geol. al Rom. XIX. 164—292. 1938.
10. Niggli, P.: Ore Deposits of Magmatic Origin. New York 1929.
11. Papp K.: A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete. M. kir. Földt. Int. kiadv. 1916.
12. Paul, K. M.: Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrbuch d. kk. Geol. Reichsanst. 26. 261—330. 1876.
13. Ramdohr, P.: Fortschritte auf dem Gebiete der Lagerstättenkunde. Fortschritte d. Min. Krist. u. Petr. 22. 105—184. 1937.
14. Ross, C. S., Fenner, C. N., Bowen, N. L. & Schaller, W. T.: Physical-Chemical Factors in the Development of a Deep-seated Type of Ore Deposit. Lindgren volume 56—151.
15. Rozlozsnik P.: A »Macskamező« típusú vas-mangánércek elterjedése Erdélyben. Földt. Közl. 49. 21—43. 1919.
16. Schneiderhöhn, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Berlin. 1942.
17. Schneiderhöhn, H.-Ramdohr, P.: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin. 1931.
18. Szádeczky-Kardoss E.: Vorläufiges über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung. Mitt. d. berg- u. hüttenm. Abt. an der kgl. ung. Palatin-Joseph-Univ. für techn. u. Wirtschaftswiss. XIII. 251—272. 1941.
19. Szádeczky-Kardoss E.: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpathischen Vulkanbogen. Ibidem, XIII. 273—306. 1941.
20. Vendl Miklós: Die Technisch wichtigen Mineralschätze Ungarns. Ibidem, X. 1938.
21. Walter, B.: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrbuch d. k. geol. Reichsanst. 26. 343—426. 1876.

HOZZÁSZÓLÁSOK.

Vitális István: A bemutatott táblázat szerint az aranytartalom átlagban 5—50 g/t, ami igen nagy aranytartalmat jelent, ha tekintetbe vesszük, hogy a háború előtt Magyarországon az olyan érctelep, amely 5 g/t aranyat tartalmazott, annak termelése rentábilis volt. Az ilyen adatok azonban a mintavétel körülményeinek a megadása nélkül nem lehetnek becslésnek az alapjai. Meg kell adni ugyanis, hogy a megvizsgált minta, egy teljes részpróba átlaga, vagy pedig csak a tiszta szfalerit és pirít aranytartalmára vonatkozik, így ha a közölt adatokba a meddő nincs beleszámítva, az egész gyöngye minőséget is jelenthet.

Érdekes volna megtudni, hogy ha az érctelér elhagyja a dacitot és a palába jut, miként változik meg, mert például Selmecbányán, amint azt a Hozzászóló személyesen is látta, hol az érctelérekek szintén részint dacitban vannak, kijutva a dacitból, érctartalmuk elvesztik; az ottani bányász-kifejezés szerint »elseprűsödnek».

Pantó Gábor: A közölt elemzések teljes telérszélességből, de nem vágatszélességből vett részpróbákra vonatkoznak. A magas aranytartalmú telérszék mindössze 20 cm vastagságúak.

A telérek folytatódását a kristályospalában Cotta adatai alapján említette, feltárások híján azt megfigyelni nem tudta.

PANTÓ GÁBOR dr.:

SZFALERIT-KALKOPIRIT RENDSZEREK A TOROIAGAI MIHÁLY-TELÉR (BORSABÁNYA) ÉRCÉBŐL

Azt mondhatjuk, kivételszámba megy az a hidrotermális lelőhely, amelyen szfalerit és kalkopirit előfordul és egymásban alkotott rendszereik meg ne jelennének. A kutatók le is írták ezeket és keletkezésüket is értelmezték. Különböző szerzők véleménye szerint a szfalerit-kalkopirit rendszerek kialakulása ötféle okra vezethető vissza :

1. Szételegyedés [Schneiderhöhn (17), Ramdohr (18), Schwartz (22), Seifert (24, 25), Niggli (12)].
2. Egyidejű kiválás [Seifert (25), Schneiderhöhn (19), Schwartz (22)].
3. Kiszorítás [Lindgren (10), Ramdohr (18), Schneiderhöhn (19), Schwartz (22)].
4. Átkristályosodás [Ramdohr (18), Schwartz (22)].
5. Kolloid jelenségek [Ramdohr (14)].

Mivel ezek a folyamatok azonos szerkezeti formákat hozhatnak létre, Lindgren elnevezésével pseudo-eutectic textures, a megfigyelt rendszerek létrejöttét nem sikerült egyértelműen magyarázni. Az egyes szerzők különálló megfigyelésekre épített megoldásai között következetlenségek és ellentmondások adódnak. A szöveti kép aprólékos megfigyelésével igyekeztem a szfalerit-kalkopirit rendszerek megvizsgált példáin a keletkezés kérdésének megoldásához támpontokat gyűjteni.

A Borsabányától északra emelkedő Toroiaga-hegy epitermális ércelőfordulásának vizsgálata során akadtam érdekes szfalerit-kalkopirit rendszerekre (13). Mintáim a Mihály-telér ércéből kerültek ki, mely a Stefánia-telér fekéüga. A ϕ 1004-nél a Secu-völgybe torkolló Murgu-völgyből 1400 m magasságban rövid csapásirányú táróval

tárták fel ezt a holokristályos- porfiros dácit-fillithatáron húzódo, 40 cm vastag, 105°, 70° helyzetű érctelért.

A szalagos szerkezetű telér ércei gyakoriságuk sorrendjében : pirit, szfalerit, kalkopirit, galenit, arzenopirit, tetraedrit, bournonit. Telérkitöltés túlnyomórészt kalcitos.

Az 1·5–2 cm szemnagyságot elérő világosbarna színű szfaleritben igen gyakoriak a kalkopiritzárványok. A szöveti képből is azon-



1. ábra. — Fig. 1.

Szételegyedési és összenövési kalkopiritrendszer szfaleritben. (Fehér: szfalerit, fekete: kalkopirit)
Sphalerite-chalcopyrite intergrowths due to unmixing and recrystallization. (White: sphalerite, black: chalcopyrite)

nal kitűnik, hogy kétféle, független és össze nem téveszthető szfalerit-kalkopirit rendszerrel állunk szemben (1. ábra.).

a) A szfaleritszemekben egyenlőtlen sűrűn elhintve, $\frac{1}{2}$ –3 μ nagyságrendű, cseppalakú kalkopiritfoltok jelennek meg. A »cseppek« jellegzetes ovoidok, izometrikusak vagy kevésbé nyúltak, körvonaluk mindig ívelt, egyenletes. A »kalkopiritcseppek« néhol felhőszerűen sűrűsödnek össze, máshol igen megritkulnak. Egyes zónákban az apró, másokban a nagyobb »cseppek« jutnak túlsúlyba, de pontosabb

szabályszerűséget megjelenésük semilyen tekintetben sem árul el. A kalkopiritfoltok területe a szfalerit szem felületére vonatkoztatva sehol sem lépi túl az 5%-ot.

b) Ritkábban, kristálytani irányok határolta sávokban jelenik meg a másik szfalerit-kalkopirit rendszer. A sávok szélessége 5–100 μ között változik, hosszúsága több mm-t is elér. Itt már határozott, irányított összenövésről állunk szemben. A kalkopirit lemezei a legtöbb metszetben egymásra pont 90°-kal állnak, a rendszer területének 40%-át kitevő, közel állandó sűrűséggel. A lemezek igen finomak, vastagságuk 20–200 $\mu\mu$ között változik, hosszúságuk $\frac{1}{2}$ –5 μ -t ér el. Mindkét végükön fokozatosan vékonyodnak el, így metszeteik lencseszerűek. A lemezek irányítottsága a rendszer sávjain belül csíkonként, egymáshoz 45°-kal tér el a szfalerit (111) szerinti ikerlemezeinek megfelelően. Minden második csíkban azonban a lemezek helyzete egyező. (Tábla 1. kép.)

A szfalerit-kalkopirit rendszer sávjában találunk kalkopirit-szemeket is, melyek nagyságrendje igen tág, 1–2 μ -tól (a környezet »kalkopiritcseppjei«-nek nagyságától) 100 μ -ig. A szemek körvonala azonban a »csepektől« élesen elütő, jellegzetes rezorbcíós szegély. A megfigyelés legalsó határáig öblös, rágott a kalkopirit-szigetek partvonala, sőt néhol szfaleritbelsőtereket zárnak körül. Egyes helyeken azonban valóságos rojtos szegélyt figyelhetünk meg, melynél a rojt szárai pontosan a szomszédos rendszer kalkopiritlemezeinek irányába esnek. (Tábla 2., 3. kép.)

Ezeket a megfigyeléseket igyekezzünk most már a szfalerit-kalkopiritrendszerek kialakulására talált magyarázatokkal összeegyeztetni. Természetes, hogy különféle folyamatokkal kell számolnunk az első és második rendszer esetében.

a) Az először ismertett rendszer igen gyakori vendége a szulfidos ércelődéseknek, megjelenése szinte független az ércesedés típusától, keletkezési hőmérsékletétől, átlagösszetételétől. A szfaleritben fellépő »kalkopiritcseppek« mennyisége általában 5% körül ingadozik legtöbb helyen (18, 11, 27).

Legkézenfekvőbb ezeket szételegyedési (Entmischung, unmixing, ségregation) rendszereknek tartanunk. A kristályfizikai kutatások alátámasztják a szételegyedés feltételezését. A szfalerit és kalkopirit kristályrácsa azonos típusú, úgyhogy az ionrádiuszok közeli egyezése (Zn : 1.33 Å, Fe : 1.26 Å, Cu : 1.30 Å) lehetővé teszi, hogy a fémek egymást helyettesíthessék. A szfalerit-kalkopirit izomorfia azonban

nem egyszerű, »szabályos« jelenség. A szabályellenesség ott kezdődik, hogy a kalkopirit maga is elegykristály, FeS és CuS elegye, melyről **Borchert** klasszikus vizsgálatai alapján tudjuk, hogy a Cu-Fe-S rendszereknek csak bizonyos összetétel és hőmérséklet-szakaszon stabilis terméke (1). A szfalerit pedig külön-külön, eltérő százalékokban oldja a kalkopirit komponenseit (3). A szfalerit-kalkopirit elegykristály azonban szabályellenes azért is, mert nem alkalmazható rá az ideális elegykristályokra érvényes **Retger f.** szabály. Ez azt követeli meg, hogy az elegykristály rácsállandói a komponensekéből (azok százalékanak megfelelően) számítottakkal egyezzenek. Szfalerit-kalkopirit elegykristályoknál a számítottnál nagyobb a térfogat, tehát a rács fellazult, vagyis az oldott anyag egy része »anomálishan« épülhetett be a rácsba. Szfaleritnél jobban oldja a kalkopiritet a wurtzit, mely magasabb hőmérsékleten stabilis változata.

A kalkopirit oldódása szfaleritben és az oldódás termális változása tehát több független tényező összejártsága, melyekből valószínű az oldódás jelentős növekedése a hőmérsék emelkedésekor. Kísérleti adat csupán annyi áll rendelkezésemre, hogy az oldékony-ság a hőmérséklettel nő, 350° felett »meglehetősen nagy«, de pontos meghatározásról nincs tudomásom (2).

Ha a természetes szfalerit-kalkopiritrendszerekben végbement szételegyedés folyamatát akarjuk rekonstruálni, vagy a szételegyedés kritikus hőmérsékletét igyekszünk behatárolni, komoly nehézségekbe ütközünk. Legegyszerűbb a folyamat fordítottját megvalósítani, vagyis homogénné válásig hevíteni a rendszert. **Burger** kísérleteiben azt találta, hogy ez kalkopiritzárványos szfaleriteken 350—400° között következik be — lassú lehűtés esetén pedig a zárványok újra fellépnek (2). **Seifert** hasonló kísérletek kritikai vizsgálata során kiemeli, hogy az így meghatározott homogenizálódási hőmérsékletet egyáltalán nem lehet a szételegyedés kritikus hőmérsékleteként kivetíteni (24). A homogénné válás erősen késleltetett folyamat, így ha a kísérleti eredményeket a hevítési idő ordinátájára visszük fel, olyan görbét kapunk, mely csak asszimptotikusan közelíti meg a végtelen hosszú idő alatt beálló homogenizálódás hőmérsékletét. Ez kézenfekvő, ha a homogénné válás, ill. szételegyedés kinetikáját vizsgáljuk. Néhánynapos kísérleteknél is jelentősen túl kell hevítünk a rendszert, hogy a szételegyedési testecskék eloszlása szilárd halmazállapotban diffúzió útján végbemehessen. Hidrotermális oldatból kivált szulfidoknál a teljesen szilárd fázis kialakulását már az anyakristály nagyobb oldóképességének megfelelő magasabb hő-

mérsékleten fel kell tételeznünk. Igen lassú lehülést, az időfaktor jelentős közreműködését kell feltételeznünk, hogy a hőmérséklet-esséssel metastabilitássá váló homogén rendszerben a szételegyedési testecskek megjelenését az alacsony hidrotermák hőmérsékletén megmagyarázhassuk. Szételegyedési rendszerek megjelennek ugyanis 200° alatt keletkezett telérekben is. Összetevőiből szételegyedési rendszert előállítani még nem sikerült. Sch w a r t z úgy számol be az intézetében 200° – 600° hőhatárok között végzett kísérletekről, mint amelyek semmiben sem igazolták a szfalerit-kalkopirit szételegyedést (23).

Kísérleti bizonyítékok nélkül is ragaszkodnunk kell a »kalkopiritcseppek« esetében a szételegyedés magyarázathoz, mert a szöveti képet másképpen értelmezni nem tudjuk. Szételegyedés mellett szólnak a több helyről leírt kalkopirit és pirrotincseppeket vegyesen tartalmazó szfaleritek. R a m d o h r olyan szételegyedési rendszert mutat be Kupferbergről (Szilézia), melynél a »kalkopiritcseppek« magjában pirrotin van (18. p. 109. Abb. 45). Az anyakristály tehát kikülönítette magából a szulfidokat, melyekre túltelítetté vált. Összefüggés látszik a lehülés gyorsasága, illetőleg későbbi felmelegedések és a cseppek nagysága és elhelyezkedése között (előrehaladottabb diffúzió), amint azt L e g r a y e a grönlandi kriolitpegmatitból (9), C l a r pedig Schneebergről kimutatta (4). Szételegyedésre utal a rendszerek összetétele is. A »kalkopiritcseppek« mennyisége kb. állandó nagyságrendű, annyi, amennyire nézve az anyakristály a szételegyedés hőmérsékletére lehülve túltelítetté vált. Nagyobb mértékű lehet a túltelítődés, ha wurtzit az első kiválás és ez a lehülés során alakul csak át szfaleritté. R a m d o h r ezt hidrotermálisnál magasabb hőmérsékletéről írja le (15).

b) A szételegyedési rendszerrel szemben irányított összenövésről van szó a második rendszer esetében. Az összenövés rácsszerkezeti hátterét Gruner és Gross kellőképpen tisztázták (7, 6). A szfalerit és kalkopirit megfelelő rácsaiban az (100) (hexaéder, ill. bázis + II. r. prizma) és (111) (tetraeder, ill. biszfenoid) lapokkal párhuzamosan tisztán kén-, illetőleg fématomokból álló rácscikok váltakoznak egymással. Az összenövés ezekben az irányokban történik, úgy, hogy egy kén- és fématomokból álló ásvány rácának közös elemeként szerepel. A közel egyező rácsméretek ezt lehetővé teszik.

A megfigyelt orientációk alapján a kalkopiritlemezek a szfalerit tetraederlapjai szerint helyezkednek el. Ez egyéb rácsszerkezeti kutatásokkal is összhangban van (111), ugyanis a szfalerit leglazább

rácscíkja (8), 880^o-ra hevítéskor a szfalerit úgy alakul át wurtzittá, hogy az (111) síkok távolodnak el egymástól a wurtzit (0001) szerinti rétegrácsának megfelelően.

1. Ez igazolná lemezes szfalerit-kalkopiritrendszerek szételegyedés útján való keletkezését. Szükségképen az (111) lapok mentén ütközik legkisebb akadályba a diffúzió, indokolt tehát, hogy az elkülönülő új fázis eszerint helyezkedjék el. R a m d o h r (18), N i g g l i (12), S c h w a r t z (22) szételegyedésre vezet vissza több irányított-lemezes szfalerit-kalkopiritrendszert. A toroiagai lemezes rendszerre ezt a magyarázatot, első sorban összetétele miatt nem tartom alkalmazhatónak.*

2. Egyidejű kiválás lenne a második magyarázat. Ha a fejlődő szfaleritkristályt körülvevő oldat kalkopiritre is telítetté válik, megfelelő adszorpciós jelenségek összejátszása mellett elképzelhető, hogy a kristály egy kénsíktól kezdve kalkopiritként nő tovább (25). Mihelyt az oldat kalkopiritre telítetlenné válik, ismét a szfalerit juthat uralomra. Ez a magyarázat a szfalerit-kalkopirit lemezek összenövésének mechanizmusát esetleg megvilágíthatja, de a rendszer elsődleges kiválására nem alkalmazható. A mikroszkópi képből a kalkopiritlemezek nem tekinthetők a szfalerit kristály különböző fejlődési szakaszain keletkezett kalkopiritburkok átmeteszeteinek. A szfaleritszem körvonala és a kalkopiritlemezek elhelyezkedése között összefüggés nincs. Nehéz lenne amúgyis az érchozó oldatban olyan sokszori, szabályos ritmusú koncentrációingadozást feltelezni, mely a rendszert ily módon létrehozhatta volna.

3. A lemezes szfalerit-kalkopiritrendszerben található kalkopiritfoltok körvonala az első kiválás után lezajlott másodlagos folyamatok fontosságára vet fényt. Kézenfekvő lenne kiszorításra (Verdrängung, replacement) gondolnunk. Egyes kalkopiritszemek rojtoságát lehetne egyedül kiszorítási szerkezetként értelmezni. Ezek azonban nagyon szűk térre korlátozott jelenségek és a kalkopiritlemezek megjelenése egyáltalán nem szorítkozik a kalkopiritfoltok udvarára, úgyhogy a rendszer előidézőjének a kiszorítást sem tartjuk.

* Sajnos, a kézirat lezárása után szereztem csak tudomást S z t r ó k a y K. »A nagybányai Kereszthegy ércásványai« c. munkájáról (Magy. Tud. Akad. Math. és Term.-tud. Értesítője 62.291—321. 1943.), melyben sok tekintetben hasonló, egyes vonásokban azonban elütő szfalerit-kalkopirit rendszereket ír le. Ezek tehát a Kárpátmedence ércesedéseiben nem egyedülállóak, lehet, hogy gyakoriak. A rendszerek létrejöttét illetően Sztrókay megállapításaival egyetértek. Rácsszerkezeti tulajdonságok alapján azonban (110)-t összenövési síkként felfogni nem látszik indokoltnak.

4. Indokoltabbnak látszik a rendszer létrejöttét átkristályosodási, átépítődési (Umlagerung) jelenségekkel magyarázni. A mikroszkópi megfigyelésekből az olvasható ki, hogy a rendszeren a kalkopiritanyag átépítődésével stabilisabb állapotra irányuló változások mentek végbe. A kalkopiritfoltok kétségtelen rezorbcója azt árulja el, hogy a rendszer kalkopirit lemezeinek anyaga ezekből oldódott ki. Ezt támasztja alá az a megfigyelés is, hogy a rezorbción szegélyű kalkopiritfoltok a rendszer legtöbb részén elmaradhatatlanok, sőt rezorbción szegélyűek a rendszeren kívül, de annak közelében található kalkopirit szemek is. Rojtos kalkopirit szemek keletkezése pedig magyarázható úgy, hogy a lemezes rendszer kialakulásakor a szomszédos lemezek egybeolvadtak a kalkopiritfolttal.

Ilyen nagyszabású átépítődés lezajlásához ismét diffúzió lehetőségét kell feltételeznünk. Ezt elősegíthette a keletkezés utáni felmelegedés, amit S c h n e i d e r h ö h n meggondolásai alapján hidrotermális telérekben rejuvenáció nélkül is feltételezhetünk (20). A kisebb önálló kalkopirit szemek feloldódását termodinamikailag a gyűjtőkristályosodás (Sammelkristallisation) elvével indokolhatjuk, ha a lemezes rendszert, mint anomális eleykristályt egy szfaleritkristálynak tartjuk. Az összetétel állandóságát azonban még ez sem indokolja. Miért szállítódott a környező szemekből is kalkopirit a rendszer zónájába, hogy ott a kb. 40% kalkopirit — 60% szfalerit arány meg legyen, vagy a rendszerben lévő kalkopiritfoltok további oldódásával miért nem keletkeztek kalkopiritben dúsabb rendszerek?

Szfalerit-kalkopirit eutektikumra nem találtam adatot az irodalomban, a hidrotermális telérek keletkezéséről kialakult képpel különben sem egyeztethető össze, hogy a rendszert a két érc olvadékából vezessük le. Az eutektikus összetételnek szilárd állapotban, anomális eleykristályként való megvalósulása vezethet-e energia-minimumra? Ezeket a kérdéseket az ércmikroszkóp mellett megválaszolni nem lehet, itt a fizikus, kémikus segítsége szükséges. R a m d o h r hasonló »hálószerű« rendszert figyelt meg kalkopiritborniton a hühnerbergi bazalt érczárványában (15). Szerkezetét pontosabban nem írja le, csak kis nagyítású fényképet közöl róla, keletkezését általánosságban »Umlagerung«-gal magyarázza. B o r c h e r t kalkopiritin-kalkopiriten végzett hevítési kísérletei azt mutatják, hogy ha adott hőfokon a két fázis egymás mellett nem stabilis, mérhető sebességgel »bevándorol« (Einwanderung) egyik a másikba pseudo-eutektikus szerkezetet hozva létre (1). Hasonló ter-

mészetű jelenséggel számolhatunk a lemezes szfalerit-kalkopirit rendszerek kialakulásánál.

5. Kolloidjelenségekkel könnyen magyarázható a szfaleritgélben kalkopiritdúsabb héjgak kialakulása, melyből kristályosodáskor a kalkopiritfelesleg külön szilárd fázisként válik ki. Koncentrikus kalkopiritlemezes zónákat, mint gélstruktúrák nyomait írja le R a m d o h r Rammelsbergről (14). A toroiagai érc lemezes rendszereinek sávjai nem koncentrikusak, kristálytani irányokkal határoltak. Gélstruktúráknak nem tarthatók.

ÖSSZEFOGLALÁS.

Cseppalakú kalkopiritzárványokat tartalmazó szfaleritek keletkezése szételegyedéssel magyarázható. Nincs kizárva, hogy lemezes rendszerek is keletkezettek így, jelen vizsgálati anyag azonban erre nem utal. Szételegyedés útján létrejött rendszerek csak annyi kalkopiritet tartalmaznak, amennyire a szfalerit-anyakristály a szételegyedés hőmérsékletén túltelítetté vált : < 5%.

A zónákban megjelenő lemezes szfalerit-kalkopiritrendszer kalkopiritlemezei a szfalerit (111) szerint rendeződnek. Szfalerit-kalkopirit arány kb. 60 : 40. A rendszerben és környékén levő kalkopirit-szemek rezorbcíós szegélyűek, így a kalkopiritlemezek átkristályosodás során azok rovására keletkezettek.

Bármilyen kísérlet a szfalerit-kalkopiritrendszerek geológiai hőmérőként való alkalmazására kétes értékűnek látszik. A rendszereket létrehozó jelenségeket pontosan még nem ismerjük, de valószínű, hogy távoli hőmérséklet határok között léphettek fel.

SPHALERITE — CHALCOPYRITE INTERGROWTHS FROM BORSABÁNYA. (NE CARPATHIANS.)

by G. PANTÓ

In ore bodies where sphalerite and chalcopyrite are present, intergrowths of the two minerals usually appear. These intergrowths have been described and the reasons for their origin examined by several authors. According to these investigations sphalerite-chalcopyrite intergrowths may be produced by following factors :

1. Unmixing [Schneiderhöhn (17)*, Ramdohr (18), Schwartz (22), Seifert (24, 25), Niggli (12).
2. Simultaneous crystallization [Seifert (25), Schneiderhöhn (19), Schwartz (22)].
3. Replacement [Lindgren (10), Ramdohr (18), Schneiderhöhn (19), Schwartz (22)].
4. Recrystallization [Ramdohr (18), Schwartz (22)].
5. Colloid phenomena [Ramdohr (14)].

Different factors effect nearly similar textural features, pseudo-eutectic textures in Lindgren's terminology. Generating factors cannot therefore be always precisely ascertained. Contradictions and inconsistencies occur among different authors because of isolated observations. I have made minute examinations of the textures of the sphalerite-chalcopyrite intergrowths and have tried to furnish accurate data about their origin on the basis of my observations.

At the microscopical study of the ores from Toroiaga lode system (Nwards from Borsabánya) I could observe very interesting textural forms of sphalerite-chalcopyrite intergrowths. My samples derived from the Mihály-lode, which is an offshoot of the Stefánia lode. It is 40 cm thick, dips S 75° Ewards at a 70° slope and is enclosed

* See bibliography.

by holocrystalline porphyric dacite. Prospecting was started by cuts along strike at 1400 m altitude on both sides of the Murgu valley (tributary of the Secu valley at ϕ 1004.).

The lode has banded structure, consisting of pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, mispickel, tetrahedrite, bournonite. The gangue is chiefly calcitic.

In the clear brown sphalerite, having grains of $\frac{1}{2}$ —2 cm, chalcopyrite inclusions are common. Textural pattern shows clearly that there are two different sphalerite-chalcopyrite systems to be dealt with. (Fig. 1.)

a) Most of sphalerite grains contain droplike nonhomogeneously scattered chalcopyrite patches of $\frac{1}{2}$ —3 micron size. These »droplets« are characteristic ovoids, isometric or slightly stretched, always with even, convex outlines. In places they are condensed in clouds in other instances they appear only sporadically. The dispersion of minute or relatively large »droplets« does not reveal any regularity. Chalcopyrite patches crop out on about 5% of the sphalerite surface.

b) In a few cases another type of sphalerite-chalcopyrite systems was observed along zones outlined by crystallographic directions. The width of these zones varies between 5 and 100 microns, and they are several millimeters in length. Accurate study of these zones reveals a strictly determined, oriented intergrowth with the chalcopyrite lamellae standing precisely at right angles to each other. Average density of the chalcopyrite lamellae makes up 40 percent of the zone surface. The lamellae are very fine, 20—200 millimicrons in width and $\frac{1}{2}$ —5 microns in length. Their width decreases gradually on both ends so that they have lenticular cross-cuts. The orientation of the chalcopyrite lamellae changes along the zone according to the alternating twin-plates of sphalerite second (111). Orientation in neighbouring plates differs by 45°.

The zone of lamellar sphalerite-chalcopyrite intergrowths includes even grains of chalcopyrite. Their size varies largely from 1—2 microns (size of the surrounding chalcopyrite »droplets«) up to 100 microns. As to the outlines, these grains have a sharp distinction from the »droplets«, showing characteristic corroded edges. The border of the chalcopyrite grains is recessive, bitten. In a few cases fringing margins were noticed, threads of the fringe lying parallel with the proximate chalcopyrite lamellae. (Table Fig. 2., 3.)

An attempt was made to correlate these observations with our present conceptions about the origin of sphalerite-chalcopyrite inter-

growths. Different factors may have operated in producing the first and the second kind of intergrowths.

a) The first type of intergrowth occurs very frequently in deposits where sphalerite and chalcopyrite are present. Their appearance is not influenced at all by the type, temperature at which formed or average composition of the deposit. Quantity of chalcopyrite »drops« approximates 5 per cent of sphalerite on the average (18, 11, 27).

These intergrowths most probably originate as the result of unmixing. Reliability of this supposition is enhanced by crystal lattice relations. Both sphalerite and chalcopyrite lattices are of identical constitution. The nearly complete identity of ionic radii (Zn : 1.33 A. U., Fe : 1.26 A. U., Cu : 1.30 A. U.) brings about mutual substitution of metallic components. But the sphalerite-chalcopyrite isomorphism is not a simple »regular« phenomenon. Irregularity arises by the fact that chalcopyrite is a solid solution itself. Chalcopyrite is a product of Cu-Fe-S systems stable only in a limited composition and temperature range, as revealed by the prominent investigations of Borchert (1). According to the different solubility of FeS and CuS in sphalerite unequal amounts of them become dissolved (3). Another irregularity of sphalerite-chalcopyrite mixed crystals is manifested by an abnormal augmentation of dimensions due to anomalous intercalation of dissolved material in the lattice (divergence from Retger's rule).

Solubility of chalcopyrite is greater in wurtzite, than in sphalerite. Solution of chalcopyrite in sphalerite and its thermal variation depends on different factors each of which augment solubility with raising temperature.

Experimental determination of the critical temperature of sphalerite-chalcopyrite separation seems to be reached most easily by heating the system up to homogenization. Buerger found that suspended solutions became homogeneous at 350—400° and by slow cooling inclusions reappear. Experimentally established temperatures of homogenization does not correspond to critical temperatures of the unmixing due to the retardatory proceeding of homogeneity in the solid state as emphasized by Seifert (24). According to hydrothermal conditions the dissolving sphalerite crystal is supposed to be solidified at higher temperatures corresponding to greater solubility of chalcopyrite. Unmixing might have proceeded very slowly below the critical temperature of unmixing after the formation of an epithermal lode. Heating experiments between

200—600° were registered by Schwartz as showing no indication of sphalerite-chalcopyrite unmixing (23).

Chalcopyrite „droplets“ in sphalerite may only be formed by unmixing. Unmixing is evidenced by the following facts: 1. „Droplets“ consisting of chalcopyrite and pyrrhotite as described by Ramdohr (18, p. 109, fig. 45.) Superfluous amounts of dissolved sulphides were separated by the sphalerite crystal. 2. Correlation between „drop“-size and distribution (more advanced diffusion) and slowness of cooling or thermal metamorphism respectively. (Legraye 9., Clar 4.) 3. Nearly equal quantities of chalcopyrite in systems of different occurrences. The amount of chalcopyrite „droplets“ may represent the quantity of which sphalerite crystals were oversaturated at the unmixing temperature. Greater oversaturation may be produced if primarily wurtzit was deposited. This phenomenon, which seems to occur only under conditions of very high temperatures is described by Ramdohr on ore-inclusions of basalte (15).

b) The lamellar chalcopyrite-sphalerite system shows oriented intergrowth. Structural reasons of the intergrowth were analysed by Gruner (7) and Gross (6). According to their investigations planes of intergrowth are (111). In this directions planes of sulphur and of metallic atoms alternate in both lattices. Sulphur planes coincide nearly completely. This is in full correlation with the microscopic observations and crystallophysical experiments of Hikoro ku - Shôji (8). Transformation of sphalerite to wurtzit at 880° was followed by this author. Sphalerite (111) corresponds to wurtzit (0001), this lattice plane may be bound therefore the least closely.

1. Diffusion is reasonably less impeded along (111) planes, lamellae lying in this plane may therefore likewise be produced by unmixing too. Several lamellar systems are deducted by Ramdohr (18), Niggli (12), Schwartz (22) from unmixing. The samples, I examined, it did not appear as though originated in this way. The relative quantity of sphalerite and chalcopyrite in the lamellar system indicates another manner.*

* I received unfortunately the last paper of K. Sztróka y (Über die Erzminerale des Kreuzberges [Kereszthegy] bei Nagybánya [Kom. Szatmár]. Math. u. Naturw. Anzeiger der Ung. Akad. d. Wiss. 62. 322. 1943.) dealing with similar sphalerite-chalcopyrite systems only after closing the manuscript. Lamellar sphalerite-chalcopyrite intergrowths are therefore not exceptional in the ore deposits of the Carpathian Basin, may be, they are characteristic for them. About the origin I consent with Sztróka y's conclusions, but the supposition, that (110) should serve as plane of intergrowth does not correlate with the constitution of the crystal lattice.

2. Hypothesis of synchronous deposition is even less evidenced. Supposing that even for chalcopyrite the surrounding solution should be oversaturated, a growing sphalerite crystal may get a chalcopyrite-envelope. But the chalcopyrite lamellae do not seem to be cross-cuts of chalcopyrite envelopes, they do not correlate with sphalerite crystal edges at all.

3. Resorbed edges of the chalcopyrite grains occurring in the zone of the lamellar system indicate the importance of secondary phenomena in producing chalcopyrite lamellae. Fringy edges of chalcopyrite grains could signify replacement-texture. But chalcopyrite lamellae are not restricted to the neighbourhood of chalcopyrite grains.

4. It seems much more reasonable to suppose that the lamellar chalcopyrite-sphalerite systems occurred as the result of recrystallization, change of structure (Umlagerung) in the ore material. Changes of shape and size were produced to reach a more stable state. Resorption of chalcopyrite grain shows that the material of the chalcopyrite lamellae was supplied by the formers. Chalcopyrite grains in the surroundings but outside of the lamellar zone have equally resorbed edges. Such a rebuilding again involves necessity of diffusion. Temperature might have raised subsequent to the formation of the lode and this does not necessarily imply rejuvenation according to *Schneiderhöhn* (20). The lamellar system can be considered as an anomalous mixed crystal of sphalerite, the forming of oriented chalcopyrite lamellae from smaller chalcopyrite grains is therefore a form of accumulative crystallization (Sammelkristallisation). But the constancy of composition is not a necessary attribute of this process. What causes the uniform proportion of about 40 per cent chalcopyrite — and 60 per cent sphalerite throughout the zone of the lamellar system? Where it was necessary, chalcopyrite was furnished even by the surrounding grains (fig. 1.) in other instances resorption of the grains within the zone stopped before exceeding the dominating proportion. The system as a whole is very eutectic-like though the formation of hydrothermal ores may not be expected from fusions.

Ramdohr describes a similar network-like intergrowth of chalcopyrite-bornite, due to recrystallization (15). Heating experiments of *Borchert* carried out with chalcopyrite-chalcopyrrhotite show that two phases, which are unstable relative to one another at a certain temperature, begin to mingle, flow into one another with

measurable speed (Einwanderung) producing pseudo-eutectic textures (1). Similar phenomena might have influenced the formation of the lamellar sphalerite-chalcopyrite system.

5. Colloid phenomena may effect concentrations of chalcopyrite on concentric surfaces in sphalerite-gels. As a result of crystallization concentric lamellar zones of chalcopyrite appear, as shown by R a m d o h r from Rammelsberg. The material examined by the author showed no similar texture.

SUMMARY.

Formation of droplike inclusions of chalcopyrite in sphalerite is due to unmixing. The amount of chalcopyrite inclusions is limited by the quantity of which the sphalerite crystal became oversaturated at the unmixing temperature. This oversaturation occurred at about 5 per cent chalcopyrite content of the sphalerite in most instances.

Zones of lamellar intergrowths were observed in the sphalerite. The intergrowth is oriented second (111) planes where the sphalerite-chalcopyrite proportion is about 60:40. Chalcopyrite grains inside and near the zone of lamellar intergrowth have resorption edges. Formation of the lamellar sphalerite-chalcopyrite system is probably due to recrystallization.

Sphalerite-chalcopyrite intergrowths do not have any value in „geologic thermometry“. The factors, which give rise to them are very complex and occur over a great range of temperature.

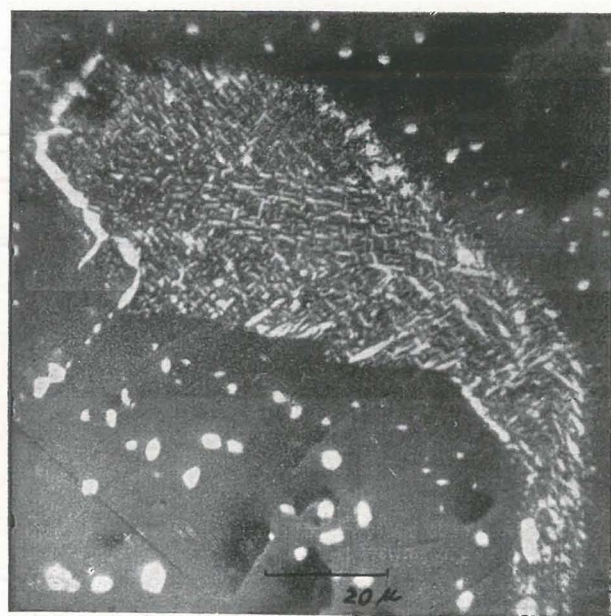
IRODALOM. — BIBLIOGRAPHY.

1. B o r c h e r t, H.: Über Entmischungen im System Cu—Fe—S und ihre Bedeutung als »geologische Thermometer«. *Chemie der Erde* 9. 145—172. 1934/35.
2. B u e r g e r, N. W.: The Unmixing of Chalcopyrite from Sphalerite. *Am. Mineralogist*. 19. 525—530. 1934.
3. C h u d o b a, K. F.—M a c k o w s k y, M.: Über die Isomorphie von Eisen und Zink in der Zinkblende. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.* 1939. Abt. A. 12—21.
4. C l a r, E.: Zwei Erzentmischungen von Schneeberg in Tirol. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.* 1931. Abt. A. 147—153.
5. C o t t a, B.: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrbuch d. kk. geol. Reichsanst.* 6. 103—135. 1855.
6. G r o s s, R.—G r o s s, N.: Die Atomanordnung des Kupferkieses und die Struktur der Berührungsflächen gesetzmässig verwachsener Kristalle. *Neues Jb. f. Min. Geol. u. Pal.* 48. 113—135. 1923.

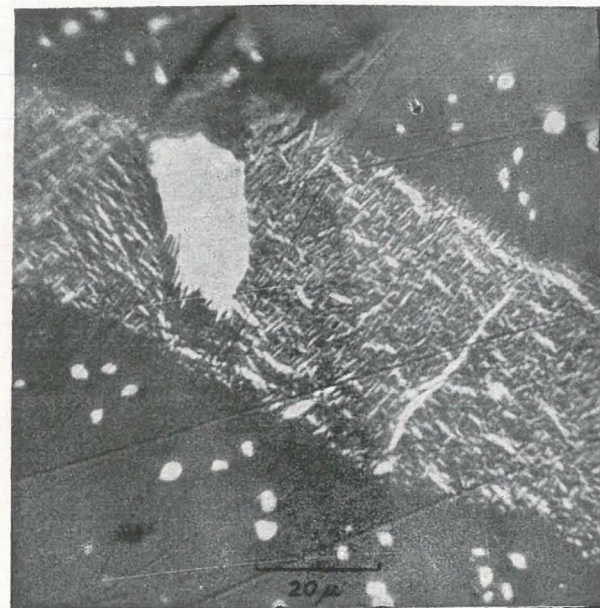
7. Gruner, J. W.: Structural Reasons for Oriented Intergrowths in Some Minerals. *Am. Mineralogist* 14. 227—237. 1929.
8. Hikoroku Shōji: X-ray Investigation of the Change in Orientation of the Crystal Lattice with Change in Modification. *Z. Krist.* 87. 74. 1933.
9. Legraye, M.: L'association galène-chalcopirite-blende dans la cryolite du Groenland. *Bulletin de la Soc. Géol. de Belgique.* 61. B 109—113. 1938.
10. Lindgren, W.: Pseudo-eutectic textures. *Econ. Geol.* 25. 1—13. 1930.
11. Meng, H. M.—Chang, K.: Geology of the Hsianghualing Tin Deposits, Lingwu, Hunan. *Mem. of the Nat. Research Inst. of Geol.* 15. 15—72. 1935.
12. Niggli, P.: *Lehrbuch der Mineralogie und Kristallochemie.* 3. Aufl. I. Teil. Berlin. 1941.
13. Pantó G.: A Borsabánya melletti Toroiaga szulfidos ércfelérei. *Beszámoló a M. Áll. Földt. Int. Szaküléseiről.* 8. 1—2. füzet. 1946.
14. Ramdohr, P.: Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsbergs. *Neues. Jb. Min. Geol. u. Pal.* 57. Beil.-Bd. Abt. A. 1013—1068. 1928.
15. Ramdohr, P.: Zinkblende als Einschluss in Basalt. *Neues Jb. für Min. Geol. u. Pal.* 64. Beil.-Bd. Abt. A. 681—690. 1931.
16. Ramdohr, P.: Neue Beobachtungen über die Verwendbarkeit opaker Erze als »geologische Thermometer«. *Ztschr. f. Prakt. Geol.* 39. 65—73, 89—90. 1931.
17. Schneiderhöhn, H.: Entmischungserscheinungen innerhalb von Erzmischkristallen und ihre Bedeutung für die Lagerstättenkunde und Aufbereitung. *Metall und Erz.* 19. 501—508, 517—526. 1922.
18. Schneiderhöhn, H.—Ramdohr, P.: *Lehrbuch der Erz-mikroskopie.* Bd. 2. Berlin. 1931.
19. Schneiderhöhn, H.: Bemerkung zum Referat von 10. *Neues Jb. f. Min. Geol. u. Pal.* 1931. Ref. I. 274.
20. Schneiderhöhn, H.: Time — Temperature Curves in Relation to Mineral Associations in Cooling Intrusions. *Econ. Geol.* 29. 471—480. 1934.
21. Schneiderhöhn, H.: *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde.* Berlin. 1942.
22. Schwartz, G. M.: Textures Due to Unmixing of Solid Solutions. *Econ. Geol.* 26. 739—763. 1931.
23. Schwartz, G. M.: Experiments with Sphalerite-Chalcopyrite Intergrowths. *Bull. Geol. Soc. Am.* 42. 187—188. 1933.
24. Seifert, H.: *Geologische Thermometer.* *Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr.* 14. 167—291. 1930.
25. Seifert, H.: Die anomalen Mischkristalle. *Fortschr. d. Min. Krist. u. Petr.* 19. 103—182, 1935; 20. 324—455. 1936; 22. 185—488. 1937.
26. Shennon, Ph. J.: Chalcopyrite and Pyrrhotite Inclusions in Sphalerite. *Am. Mineralogist.* 17. 514—518. 1932.
27. Sztróky K.: A Gyöngyösoroszi-i ércelőfordulás mikroszkópiai vizsgálata. *M. Tud. Ak. Mat. és Term.-tud. Ért.* 68. 904—916. 1939.

HOZZÁSZÓLÁSOK.

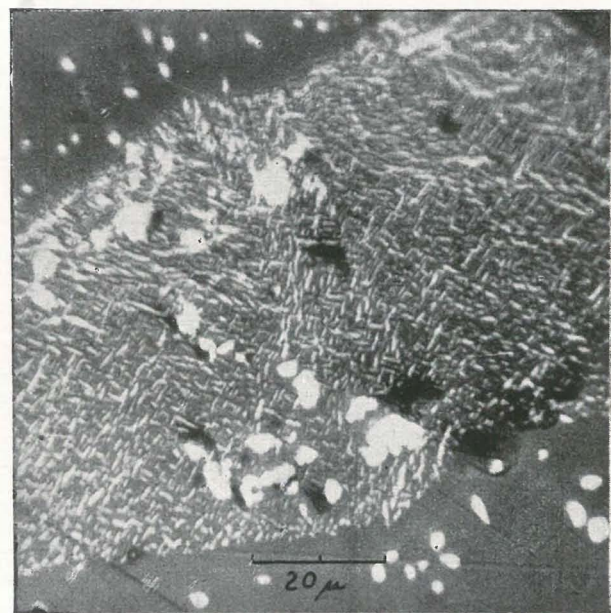
Földvári Aladár: A máj előadásorozat a m. áll. Földtani Intézet bányageológiai osztályának első jelentkezése, melyet soron követ majd a többi. Felhívja a figyelmet a bemutatott mikrofotografiai felvételekre, ezek nemzetközi vonatkozásban is csúcsteljesítményt jelentenek, mivel ilyen nagyítású és kvalitású felvételek a külföldi szakirodalomban is ritkák. Az eredményes kutatómunkának két feltétele van: 1. megfelelően képzett szakemberek, 2. modern műszerek és szakirodalom. Ezeket a feltételeket *Lóczy Lajos*, a Földtani Intézet igazgatója eredményesen megvalósította, egyrészt speciális ércmikroszkópiai és közettani felkészültségű szakemberek részére szervezett állások rendszeresítésével a bányageológiai osztályon, másrészt átértéve a modern kutatások szükségleteit, megszerezve a kormány támogatását az Intézet tudományos felszerelésének korszerűsítésére. Amennyiben ezt a támogatást a jövőben is biztosítani lehet, elsősorban a műszerek és az amerikai irodalom beszerzése útján, úgy az osztály eredményes működése nem marad el. Erre nemcsak a magyarországi klasszikus lelőhelyek modern feldolgozása, hanem a gyakorlati élet követelményeinek a kielégítése végett is szükség van, hiszen modern bányászat és ércfeldolgozás e nélkül nem képzelhető el.



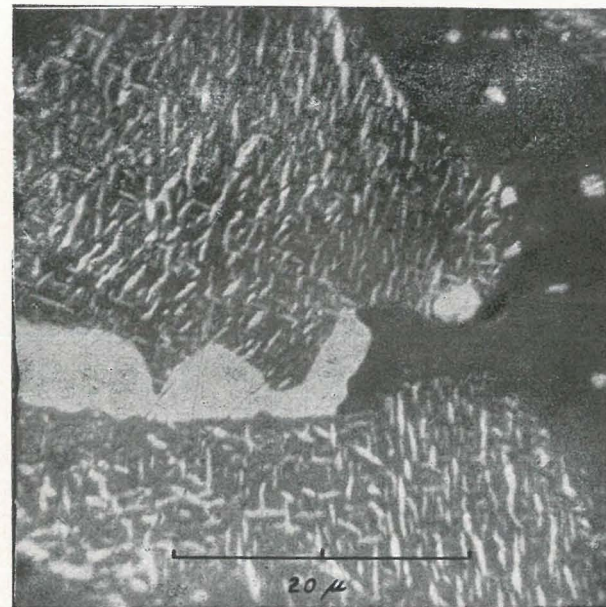
1. kép. — Fig. 1.



3. kép. — Fig. 3.



2. kép. — Fig. 2.



4. kép. — Fig. 4.

TÁBLAMAGYARÁZÓ. — EXPLANATION OF THE PLATE.

1. Kristálytani irányok határolta kalkopiritlemezkes összenövési zóna szfaleritben. A környezet szfaleritjében szételegyedési »kalkopirit-cseppek«. || nikolok, nagyítás 800 ×. Zone of lamellar chalcopyrite intergrowth in the surrounding sphalerite due to unmixing, || nicols, × 800. — 2. A lemezkes szfalerit-kalkopirit rendszer zónájában levő kalkopirit szemek rágott, rezorpciós szegélyűek, szemben a lekerekedett »kalkopirit-cseppekkel«. || nikolok, nagyítás 800 ×. Chalcopyrite grains in the zone of lamellar intergrowth have resorption edges, sharply differing from the round-shaped „chalcopyrite-droplet“. || nicols, × 800. — 3. Rójtos szegélyű kalkopiritfolt a lemezkes rendszer zónájában. || nikolok, nagyítás 800 ×. Chalcopyrite grain of fringed margin in the zone of lamellar intergrowth. A folt alatt és felett a kalkopiritlemezkes orientációja 45°-kal tér el. || nikolok, nagyítás 2000 ×. Chalcopyrite grain of resorption edge in the zone of lamellar intergrowth. Orientation of chalcopyrite lamellae above and below the chalcopyrite grain differs with 45°. || nicols, × 2000.

BESZÁMOLÓ A M. ÁLL. FÖLDTANI INTÉZET VITAÜLÉSEINEK MUNKÁLATAIRÓL.*

2. SZAKÜLÉS.

1946 február hó 11.-én d. u. 1/2 óraker.

Elnök:

Dr. Lóczy Lajos.

Tárgysorozat:

**Dr. Reich Lajos: Az Erdélyi-medence geológiája, az újabb szakirodalom tükrében. I.

Dr. Jaskó Sándor: A Darnó-vonal.

Megjelentek: Albert Béla, Balogh Pál, Balogh Kálmán, Buday György, Ferenc Károly, Földvári Aladár, Gedeon Tihamér, Hegedüs Gyula, Horvitzky Ferenc, Jaskó Sándor, Jaskó Sándorné, Jugovics Lajos, Kotzián Emil, Korim Kálmán, Lóczy Lajos, Majzon László, Meisel János, Nagy Emőke, id. Noszky Jenő, Pantó Gábor, Reich Lajos, Sarkadi János, Schandl László, Semptey Ferenc, Streda Rezső, Szalai Tibor, Szebényi Lajos, Venkovits István, Vitális István, Wein György.

* A M. Á. Földtani Intézet 1946. Évi Jelentésének Függeléke.

** A folytatással együtt később jelenik meg.

mutatja, hogy a Budapest környékén igen gyakori *Pectunculus obovatus* északon teljesen hiányzik, míg az északon igen gyakori *Pecten corneus* var. *denu data* Budapest vidékén nem fordul elő. A palócföldi rétegek két dologban térnek el a tipikus flistól. Elsősorban a valódi flisben az oligocénen kívül kréta és eocén is résztvesz. Utóbbiak pedig területünkön mostanáig csak kis foszlányokban, partmenti kifejlődésben ismeretesek. Másodsorban a flis erősen gyúrt, áttolódásokat és átbuktatott redőket alkot, míg területünk harmadkori rétegei az eddigi irodalom szerint, autochtonok. A palócföldi oligocén tehát átmenetet alkot a Kárpátok belső flis vonulata és a közti tömeg normális marin-brack paleogénje között. A miocén rétegek átlag 800 m vastagok és szintén más fáciesben fejlődtek ki a Kárpátok tövén, mint az Alföld szélein. A palócföldi miocén azonban sóformáció helyett terresztrikus, majd limnikus faciessel kezdődik és csak a magasabb szintekben jelenik meg a slirfáciés. Szarmata és pliocén rétegek csak az Alföld felől benyúló öblökben fordulnak elő és vastagságuk az Alföld felé fokozatosan növekszik.

A Magyar-medence északi peremén a felső eocéntől egészen a pliocén végéig majdnem minden emelet üledékeiben található vékonyabb-vastagabb vulkáni tufarétegek. A kitörések erősségének és helyének váltakozása szerint mégis nagyjából öt fő periódust különböztethetünk meg.

1. Felső eocén-alsó oligocén határán: riolit és andezit tufa a Budai-hegyekben és a Bükk déli oldalán. Andezit erupció a recski Lahoca-hegyen.

2. F. oligocén — a. miocén határán: az ú. n. »alsó riolit tufa«

3. A helvét-torton határon: a Mátra és Cserhát nagy dacit és andezit erupciói, továbbá az ú. n. »középső riolit tufa«. Valamennyi vulkáni időszak között ez volt a legerősebb.

4. A miocén-pliocén határán: a »felső riolit tufa«.

5. A f. pannon — a. levantei határon: bazaltkitörések Salgótarján és Füle környékén, továbbá andezit agglomerátok a Bükk-hegység északi tövében.

A második és negyedik erupciós ciklus termékeit nem tüntettem fel külön a térképen, mert kitörési centrumaik ismeretlenek és vékony, de földrajzilag igen elterjedt tufarétegeik a hegymozgások alkalmával üledékes kőzetek gyanánt viselkedtek. A vulkáni működés és a kéregmozgások egyidejűségét bizonyítják az üledékek megfelelő szintjeiben tapasztalható tektonikai szögdiszkordanciák, továbbá az üledékgyűjtő medencék határainak megváltozásai. Ki-

mutatható, hogy az Alföldünket északról övező vulkánkoszorúban a vulkáni működés a főbb tektonikai vonalak mentén hevesebb, a nyugodtabb településű kéregrészekben pedig enyhébb volt.

Miután értekezésemben a harmadkori hegyszerkezettel kívánok foglalkozni, csupán röviden utalok arra, hogy a mezozoos-paleozoos kőzetek gyűrődése és pikkelyes összetorlódása valószínűleg a Kárpátok »kristályos maghegység« övének hegymozgásaival egyidejűleg, de mindenesetre még az oligocén előtt történt. Az alaphegység tömeg ezután már csak egész tömegében együtt végzett mozgásokat bizonyos tektonikai vonalak mentén, helyenkint gátként, másutt diapirszerű redőmagként szerepelve a fiatalabb kőzettömegek kéregmozgásainál.

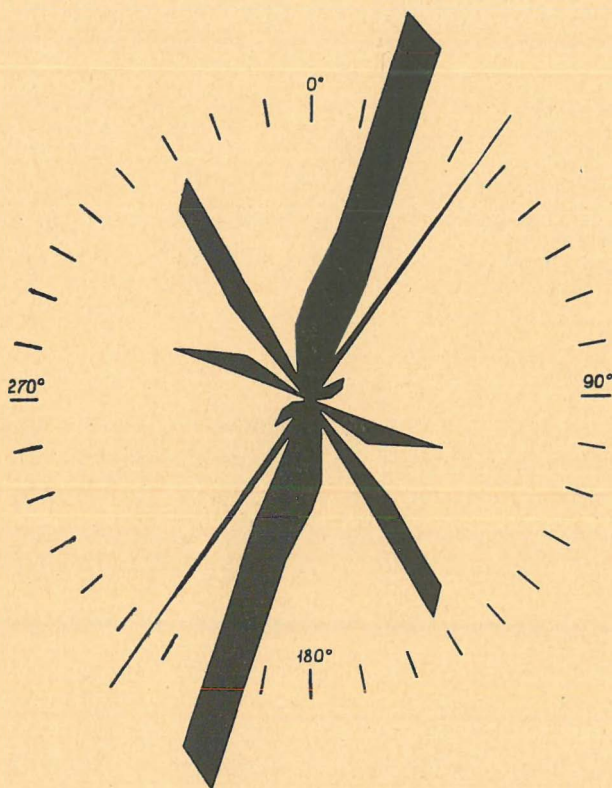
Az oligocén és miocén rétegek hegyszerkezetéről a következőket mondhatjuk: a gyűrődések mellett a vetődések is igen gyakoriak. A két elem együtt olyan kiemelkedő és besüllyedő kéregformákat eredményezett, melyek átmenetet alkotnak a sashérc és antiklinális vagy pedig a tektonikai árok és szinklinális között. A vetődéses és gyűrődéses formák egymáshoz való aránya változó. A hér-bulyáki diapir-horszt inkább sashérchez hasonlít, míg a csömöri boltozat majdnem teljesen megfelel a szabályos körkupolának. Területünkön nincs egységesen egymással párhuzamosan futó brachiantiklinális vonulatrendszer.

A kiemelt és besüllyedt kéregalakulatok csapása Budapest és Vác között északnyugat-délkeleti. Ezt az irányt majdnem derékszögben keresztezi a Nógrád—Kismaros-i boltozat tengelye. A Recsk—Bükkszék-i felboltozódások tengelye északészakkelet-déldélnyugati csapású. Érdekes, hogy a Bükkszék—Recsk-i és nagybátonyi redők kettős könyökszerű elkanyarodással kissé ellaposodva folytatódni látszanak Hatvan és Gyöngyös irányában Alföldünk pliocén rétegei felé. Az elmondottakból kitűnik tehát, hogy itt nincs dolgunk egységes regionális gyűrődéssel, hanem valószínűleg az alaphegységörögök töréssíkok menti elmozdulásai okozták a harmadkori fedőtakaró elhajlásait. A periklinális dőléseket néhol diapirszerű feltörések (pl. Naszály), másutt vulkáni lakkolitok (Csódi-hegy, Karancs) okozták.

A törésvonalak futásában már jobban felismerhető szabályszerűség.

A törésvonalak csapásirány szerinti számszerű megoszlását a 2. ábra szemlélteti. Látható, hogy leggyakoribb a 20° — 200° , illetve a 35° — 215° csapású, aránylag ritkább a 150° — 330° és a 110° — 290°

csapású. Legkevesebb törés húzódik 60—240 irányban. Keletnyugati csapású vetődés egyetlen egy sincs. Statisztikai diagrammunkát összehasonlítva, a Rudabánya-Martonyi hegység töréseiről azonos módon készített ábrával, feltűnik a törésirányok azonossága és az, hogy mindkét helyen leggyakoribb az ÉÉK—DDNy irány.



2. ábra. — Fig. 2.

Statisztikai diagramm a törésvonalak égtájak szerinti eloszlásáról. — *Statistic diagram showing the vectorial distribution of fractures.*

Ilyen irányúak a Rajna-árok törései is és ezért ezt a Közép-Németországban igen gyakori törésirányt »rajnai« csapásnak mondják. Az elmondottakból megállapítható, hogy a Rudabányai-hegység ércesedését előidéző törések és területünk törései egykorúak. A közép miocén korú eruptív telérek mind párhuzamos irányúak a felsorolt törésirányokkal. Feltűnő azonban, hogy nem akad egyetlen egy

ÉÉNy—DDK csapású vulkáni telér sem, pedig ilyen irányú törések sűrűn keresztezik a vulkáni vidéket, sőt szétdarabolják a teléreket is.

A törésvonalak gyakran összefonódva sok km-en át követhető diszlokációs zónákat alkotnak. Ezek a diszlokációs zónák erősen összetört keskeny és hosszban húzódnak, amelyek nagyobb kiterjedésű és lényegesen nyugodtabb településű kéregrészeket választanak szét. Ilyen töréses zóna húzódik: I. ÉÉNy—DDK irányban Gács—Salgótarján—Mátraszele vonalán. II. ÉÉK—DDNy irányban Galgagyörk—Szécsény vonalon. III. Ugyancsak ÉÉK—DDNy irányban Bükkszék—Csiz—Tornaalja irányában. Ezek közül az utolsó a legnagyobb gyakorlati jelentősége révén a leginkább is figyelmet érdemlő. Ezt a hatalmas töréshálózatot »Darnó-vonal« néven foglalhatjuk össze. Roth Károly eredetileg ugyan csak a síroki Darnó-hegy Bükkszék felé követhető peremtörését jelölte ezen a néven, azonban mivel itt nem egyetlen törésről, hanem annak többszörös megismétlődéséről van szó, az elnevezést kiterjeszthetjük az egész tektonikai zónára. Megfigyelhető, hogy a törések Recsk és Bükkszék környékén nagy ugrómagasságúak és sűrűn sorakoznak egymás mellett, észak felé a törésirányok legyezőszerűen szét tartanak, egymástól való távolságuk megnövekszik és ugrómagasságuk lényegesen csökken. Ózdnál már 10 km-es sávot alkot az a vetőrendszer, melynek szélessége a Darnó-hegynél alig pár 100 m, Bükkszéknél pedig 1—2 km volt. Ózdtól É-ra már nem tudjuk a vetők folytatását felismerni a monoton kifejlődésű nagy vastagságú oligocén rétegek komplexusában és csak a tornaaljai triaszrög peremi törésében tűnik elé ismét folytatásuk. Csiztól ÉNy-ra már inkább ÉÉNy—DDK csapású, tehát más törésrendszerbe tartozó törésekre következtethetünk a patak völgyek nyílegyenes vonalából.

A Darnó-vonal két oldalán egymástól eltérő rétegsorok találhatóak. A nyugati oldalon az oligocén rétegek vastagsága lényegesen nagyobb, mint a keletin. A miocén rétegek viszont a keleti oldalon tekintélyes vastagságban fejlődtek ki, míg a nyugatin teljesen hiányzanak. Ez a körülmény több módon magyarázható. 1. Ha a harmadkori képződményeket autochtoncknak tekintjük, úgy fel kell tételeznünk, hogy a Darnó-vonal két oldala a szávai és stájer hegyképződés folyamán ellentétes vertikális mozgásokat végzett. Az oligocén végén a keleti oldal kiemelkedett és erősen lerodálódott. A miocén rétegsor lerakódása után viszont a nyugati rész emelkedett

ki és erodálódott le jobban. 2. A másik magyarázat szerint a Darnó-vonal mentén horizontális kéregmozgás vagy esetleg pikkelyes reátolódás történt és így egymástól eredetileg távolabb keletkezett rétegsorok kerültek egymás mellé.

A Darnó-vonal nyugati oldalán az oligocén rétegek brachiantiklinális vonulatot alkotnak, melyen több kisebb-nagyobb egymástól nyergekkel szétválasztott búb sorakozik. A brachiantiklinális tengelye a recski Lahoca-hegy paleogén sztratovulkánján halad keresztül mintegy 5 km-re a Darnó-vonaltól. A következő boltozat Bükk-székhez esik, itt a redőtengely távolsága alig 1 km a Darnó-vonal fő töréseitől, sőt már magát a boltozatot is több kisebb törés járja át. Észak felé haladva egy-egy kisméretű boltozatot látunk Fedémesnél és Járdánházánál is. Jóval nagyobb kiterjedésű az aránylag kevésbé széttört és nem annyira lepusztult uraji boltozat. Csiz-fürdő már szinklinálisban fekszik. A brachiantiklinális vonulat nyugati szárnya 8–10 km és sehol sem meredekebb 30 foknál. Keleti szárnya csak a Darnó-vonalig nyomozható, mert annak túloldalán a diszkordáns miocén fedőtakaró alól csak helyenkint tűnik elő. A Darnó-vonal és a Bükk peremtörése között a miocén rétegek két lapos és keskeny redővonulatot alkotnak. E redővonulatokkal párhuzamos irányban Ózd és Miskolc között néhány törések mentén kiemelt és besüllyedt kéregrés van.

Mint előbb említettem, a Darnó-vonal keletkezését horizontális kéregmozgásokkal is magyarázhatjuk. Ez esetben nemcsak a harmadkori, hanem a paleozóos-mezozóos rétegeknek is eltérőknek kellene lennie a két oldalon. A Rudabánya—Martonyi vasércvonulat törérendszere a triasz és paleozóos közettömegek határán a gyűrődéskor fellépő nyírófeszültség hatására keletkezett. Lehetséges, hogy a Darnó-vonaltól nyugatra a Bükkhegységtől eltérő alapkőzetre talál-nánk. Északkelet felé a Rudabánya—Martonyi törészóna továbbhúzódik a kristályos maghegységek keleti végződését jelölve. Innen keletre csak a flisöv és sliröv kapcsolja össze az Északnyugati- és Északkeleti-Kárpátokat. A Mátraszele, Salgótarján, Gácsi törészóna is tovább követhető a Kárpátokban, a Vepor kristályos tömegét határolva a Selmec—Körmöci vulkánvidék felé.

A Darnó-vonallal párhuzamos a Szécsénytől Galgagyörkig követhető törészóna, melynek folytatását Galgagyörktől Budapestig a pannon rétegek elterjedésének egyenes vonalú határa jelzi. Ennek a vonalnak csak a nyugati oldalán történtek az alaphegységig lehatoló fúrások (Városliget, Margitsziget, Püskösdfürdő, Órszentmiklós) s

ezért nem tudjuk, hogy keleti oldalán mit találunk a mélyben. Lehetséges, hogy itt érintkezik a Velencei-hegység gránittömegének mélybeli folytatása a Dunántúli Középhegység mezozoikumával. A jövőben végzendő mélyfúrások fognak dönteni ebben a kérdésben. A Rudabánya—Martonyi-hegység északkelet-délnyugati csapású; főbb törésvonalai hegyesszögben metszik ezt az irányt, azonban 70—250 csapású vetők ismételten elcsavarják ezt a töréshálózatot az óramutató járásával azonos irányba. Lehetséges, hogy így kapcsolódik egymáshoz a rudabányai ércvonulat, a Darnó-vonal és a galgagyörki törésszóna is, mely együttes csapásban a Dunántúli-Középhegység és a Velencei-hegység közötti határvonal meghosszabbítását jelölné. A Darnó-vonal és a galgagyörki törésszóna közötti 290—110 csapású diszlokációt a Mátra és Cserhát fő erupciós krátereit alatt sejtethjük.

Ezeknek a törésrendszereknek kialakulása a szávai és stájer hegymozgások folyamán történt. Idősebb Noszky a 13—14 óra csapású vetőket alsó pliocén, a 21—22 óra csapású vetőket pedig felső pliocén korúaknak vélte. Lehetséges, hogy a fiatalabb korokban posthum, vagyis újjáéledő mozgások történtek ezek mentén. A pliocén vulkáni erupciók azonban már egészen más helyeken törtek fel.

Végezetül röviden rámutatok az általános hegyszerkezet és a szénhidrogénakkumulációk közötti kapcsolatokra. Mint a csatolt térkép mutatja, a szénhidrogén indikációk mindenütt a kiemelt kéregrészekben találhatók, míg az olaj és gáznyom nélküli konyhasós, jódos forrásvizek a Salgótarján, Szécsény és Losonc közötti besüllyedésben fakadnak.

Nem találtak szénhidrogénnyomokat az óharmadkori üledékeket átharántoló fúrások közül azok, melyek túl közel vannak az alaphegységperemhez (városligeti, margitszigeti, pünkösdfürdői, losonci és szalatnai artézi kutak). A térképen a szénsavas források nincsenek feltüntetve, ugyanis ezek posztvulkáni eredetűek is lehetnek.

Ismeretes, hogy a szénhidrogének anyakőzete oligocén korú. A miocén üledékekbe és eruptívumokba (Sulyomtető, Miklósvölgy) migráció útján jutottak.

Jól záródó szerkezeteket remélhetünk az Alföld pliocénje alatt is. A tardi fúrás ugyan nem váltotta be a hozzáfűzött reményeket, de mivel vastag oligocén rétegsort harántolt, remélhető, hogy Alföldünk ÉNy-i részében másutt is megvan ez a fontos szénhidrogén anyakőzet. Sajnos, az ismétlődő diszkordanciák következtében nehéz a pliocén vagy éppen negyedkori rétegekből következtetni

a paleogén hegyszerkezetekre. A pliocén rétegek strukturái azonban tárolói lehetnek a beléjük migráló szénhidrogéneknek. Valószínűleg ilyen eredetű Bogács és Tard aszfalttelepe. A pliocén rétegek és az idősebb hegyszerkezetek közötti kapcsolatot az említett Gyöngyös és Hatvan vidéki lapos redőkön kívül a Tarnaörs, Erk és Zaránk gázos kútjain át az egrri nagy törés folytatásaként húzható feltételezett hosszú, vetődés alkot. A Pávai által Budapest környékéről leírt, hullámbádogra emlékeztető, sűrű rétegundulációk szerinte egyaránt végigvonulnak az oligocéntól egészen a pliocénig minden kőzetben. Ezek az undulációk azonban csak kisméretűek és nincsenek összefüggésben az előbb ismertetett nagyobb kéregformákkal.

HOZZÁSZÓLÁSOK :

Vitális István: Ezeket a törés-hasadási vonulatokat a bányászatban tényleg megtalálták. K-en Borsodban tényleg 2 óra irányúak az uralkodók, a rá merőlegesek ritkák. Ellenben nyugaton Salgótarján környékén a keresztvetők (DK-ÉNy) az uralkodók, a horsztok és grabenek is ilyen irányúak.

Selmebányán az érces telérek szintén 2 óra irányúak s a keresztvetők ezeket elvetik, tehát fiatalabbak. Erdélyben az ércelérek több irányúak és hálózatot alkotnak.

Érdekesnek tartja, az előadó megállapította, a 2^a irányú törésvonalak legegyzőszerűen való szétnyílását.

Majzon László: Megállapítása szerint ezen a vidéken az oligocén egyseges. Budapesttől Bükkszékig végigvizsgálta az oligocént mikrofaunisztikailag és petrográfiailag és teljesen megegyezőnek találta a rétegsort. Kiemeli, hogy elég csak az általa megállapított tardi rétegekre utalnia, melyekre jellemző, hogy sem makro-, sem mikrofauna nem található benne, ez is Bükkszéktől egészen Budapestig követhető.

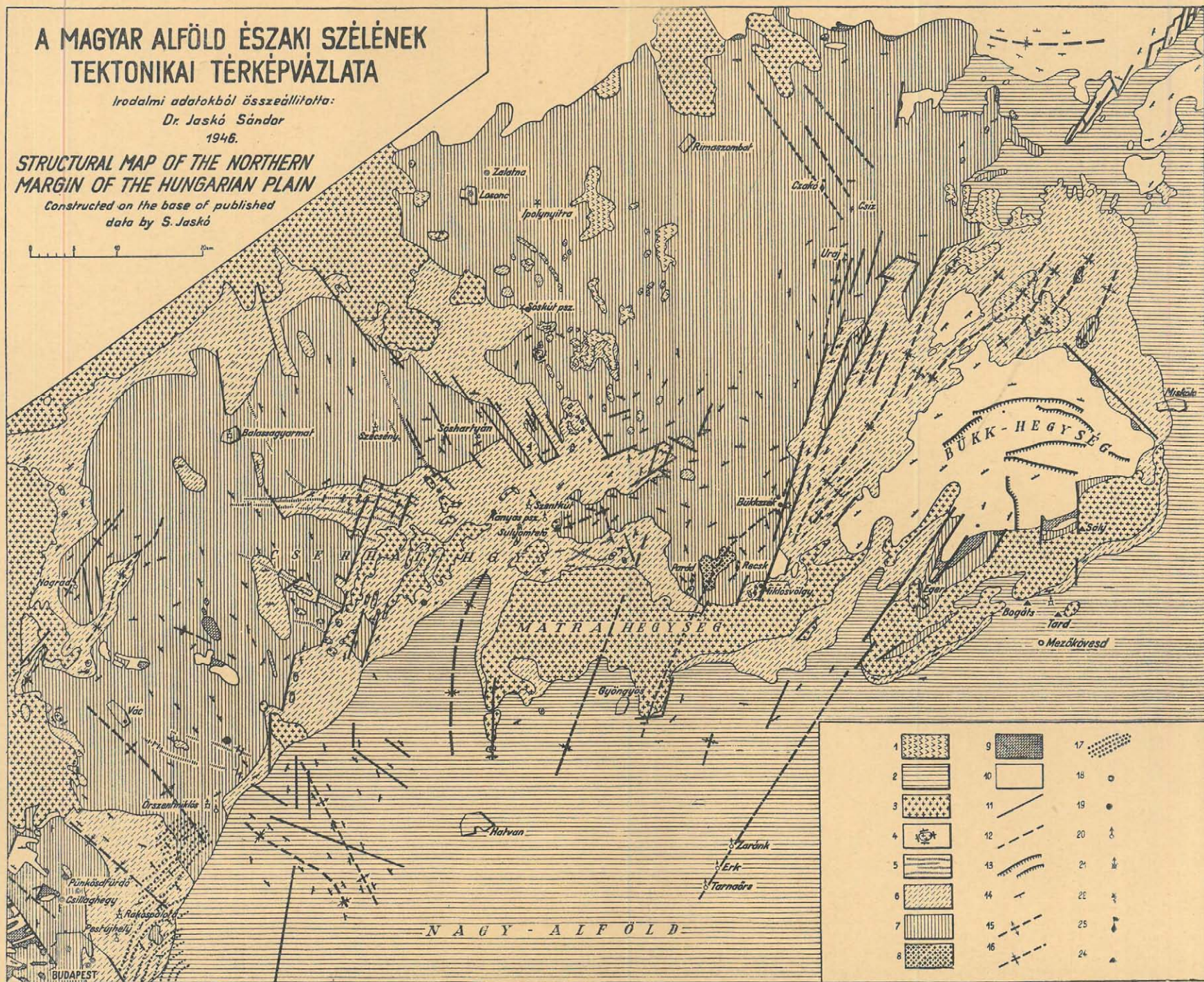
Balogh Kálmán: A Martonyi-i ércelőfordulás vetős szerkezetének a Rudabányai-hegység egész tömegére való kiterjesztését, a rudabányai és bódvavásári ércesedésnek ily szerkezethez fűződő keletkezését, az egész hegység új részletes térképezéséig problematikusnak tartja. Jaskó Sándor martonyii vizsgálatai u. i. az említett hegyvonulatnak csak egy igen kicsiny részére szorítkoznak. Nem vitás, hogy e mezozoós alaphegységet a környező pliocén felé fiatal, jellemzett vetők határolják s így ezek szabják meg annak mai vonalát, emellett azonban a mezozoikumnak szerkezete egészen más is lehet. A szomszédos gömör-tornai—mészkövidék nagyjából Ny-K csapású, helyenként ércesedéssel jellemzett pikkely és redővonulatait tekintve, valószínűnek tartja, hogy a gömör-tornai karszterületet 30° csapással keresztetű Rudabányai-hegység, mint Pálffy is vallja, az 50° általános csapású szendrői karbon szigethegység befolyása alatt pikkelyeződött. Ugyanekkor a Ny-K-i csapású gömör-tornai redőződést az aggteleki fensíktól D-re feltételezhető, azóta elsüllyedt régi rög irányította. Feltételezhető, hogy a Rudabányai peremi fiatal vetőkben az idősebb pikkelyeződés irányai elevedtek fel.

A MAGYAR ALFÖLD ÉSZAKI SZÉLÉNEK TEKTONIKAI TÉRKÉPVÁZLATA

Irodalmi adatokból összeállította:
Dr. Jaskó Sándor
1946.

STRUCTURAL MAP OF THE NORTHERN MARGIN OF THE HUNGARIAN PLAIN

Constructed on the base of published
data by S. Jaskó



1. ábra. — Fig. 1.

1. Pliocén vulkáni képződmények (bazalt, andezit). Pliocene volcanic rocks (basalte, andesite). — 2. Pliocén üledékes kőzetek. Pliocene sediments. — 3. Középmiocén vulkáni képződmények (riolit, dacit, andezit) láva- és agglomerattakarók; 4. = lakkolit; 5. = telér. Middle miocene volcanic rocks (rhyolite, dacite, andesite) cover of effusive rock and agglomerate; 4. = laccolith; 5. = dike. — 6. Miocén üledékes kőzetek. Miocene sediments. — 7. Oligocén üledékes kőzetek. Oligocene sediments. — 8. Felső eocén és alsó oligocén vulkáni kőzetek. Upper eocene and lower oligocene volcanic rocks. — 9. Eocén üledékes kőzetek. Eocene sediments. — 10. Paleozóos és mezozóos alaphegység. Palaeozoic and mesozoic formations. — 11. Vetődés. Fault. — 12. Feltételezett vetődés. Supposed fault. — 13. Áttolódás. Overthrust. — 14. Általános rétegdőlés irány. General dip. — 15. Kiemelt kéregrészek (sásbérc és antiklinális). Lifted areas (ridge faults and anticlines). — 16. Besüllyedt kéregrészek (tektonikai árok és szinklinális). Depressions (trough faults and synclines). — 17. Réteghullámok (undulációk). Undulations of the beds. — 18. A paleogént harántoló mélyfúrások szénhidrogénnyomok nélkül. Drilling crossing the palaeogene without hydrocarbon traces. — 19. Termelő olajkút. Productive oil well. — 20. Gázos kút. Gaseous well. — 21. Sósvízű kút gázzal. Gaseous saline well. — 22. Sós víz gáz nélkül. Saline well without gas. — 23. Petróleum szivárgás. Petroleum indication. — 24. Aszfalt. Asphalt.

Jaskó Sándor: Felhívja a figyelmet, hogy itt tulajdonképpen 2^a-s irányok vannak, csakhogy ezek az irányok a keresztvetők által lépcsősen eltolattak, miáltal az irány az óramutató járásának megfelelően elmozdul s így keletkezik a Dunántúli-középhegység csapásának megfelelő 3^a-s irány. Ezt már a Rudabánya és Martonyi-környéki vizsgálataiban is kimutatta. A budapestvidéki és palócföldi oligocén rétegeknek csak egyetlen közös rétegük van: a kiscelli agyag. Majson vizsgálataiban ebben a rétegszintben történtek mindkét vidéken. A Budai-hegység hárshegyi homokköve, pectuncululos homokja és budai márgája a palócföldön hiányzik. A palócföldi glaukonitos homokkő pedig Budapest vidékén ismeretlen.

Szalai Tibor: Az előadó említette, hogy a darnóvonal nyomozható ÉK felé a Kárpátokig. E megjegyzéshez kapcsolódva a hozzászóló előadja, hogy ez a vonal DNY felé a Gárdonyi-féle „0^o” vonalhoz kapcsolódik (Nagykanizsa, Bánréve) és innen tovább nyomozható a Kalnik, Slem, Adria ÉNy-i, valamint a Földközi-tenger ÉNy-i partvidéke mentén. Ennek a szerkezeti zónának egyik nevezetessége az, hogy a legidősebb harmadkori andezit vulkánosság nyomait itt figyelhetjük meg. Itt fekszik a Lahocahegyi felső eocén-alsó oligocén kori andezit, itt találjuk a Mátra-, Cserhát-, Budapest-vidéki egykori andezit vulkánosság eocén (csi¹laghegyi Rókahegy andezit kavicsai) illetőleg alsó oligocén kori andezit kavicsait és tufáit. E mentén fekszenek a Velencei-hegység andezit előfordulásai is. Megjegyzem, hogy az ÉK-i Kárpátok Trochamminoideses rétegeiben látható tufa, s ennek mállási termékeként jelentkező bercsenyifalvai kaolin nyomán is megállapítható az eocéneleji vulkánosság.

Egy másik igen fontos szerkezeti vonal az, amely ÉK-en Rahótól Ny-ra jelenik meg s innen D-i irányban a Meszes, a Bihar-hegycsoport Ny-i peremét határolva húzódik Fruskagora irányába. Fruskagórán megtaláljuk a kárpáti medence felső krétakori, azaz legidősebb trachit előjöveteleit. Így tehát a most említett két szerkezeti vonal mentén láthatók a Kárpáti-medence legidősebb trachit-andezit felbukkanásai. E két szerkezeti vonal mentén süllyedtek a mélybe az ÉK-i Kárpátok kristályos tömegei, a legfelső krétánál idősebb mezozoos képződményekkel együtt. *A most jelzett idősebb mezozoos képződményeknek a felszínen való hiánya, ill. itt csupán a szirtek képében való jelentkezése azt bizonyítja, hogy e szerkezeti vonalak kialakulásának időpontja a legfelső krétát megelőző időben következett be.* Egyébként a felső krétakori trachit, valamint a paleogénkori andezit előjövetelek is e két szerkezeti vonal idős volta mellett szólnak. E leszakadás pontos korának megállapítása a Földtani Intézet kárpátaljai vizsgálatai következtében vált lehetővé. Ugyanis e vizsgálatok során Majson megállapításai által kimutatható, hogy itt a felszínen, eltekintve a szirtektől, a mezozoikumnak csak a legfelső szintjei láthatók.

Minthogy a D-i Kárpátok, a K-i Kárpátok területén a mezozoos üledékek a kristályos palákhöz simulva, meg vannak a felszínen, a Kárpátalján azonban a mélybe süllyedt kristályos képződmények csapása mentén találjuk a belső szirt-vonulatot, amely belső szirtvonulat jura tagokból áll. Abból, hogy ez a belső szirtvonulat a kristályos pala mentén húzódik (amely csapás a törés-vonalakon kívül eső kristályos palák nyomán állapítható meg) nyilvánvaló, *hogy ez a belső szirtvonulat plis diapir módon keletkezettnek tekinthető.* Ily módon tehát úgy látom, egy régi vitának érkezünk megoldásához, nevezetesen, igen sok vita folyt már afelett, hogy ezek a szirtek miként kerültek mai helyükre. Természetesen a külső szirt tagjai nem a most említett módon keletkeztek, illetőleg a mélységből ezek az ímént említett módon jutottak a felszínre, *majd pedig innen a takaróredők mozgása révén érkezhetek mai helyükre.* A szirtek sztratigráfiai korára vonatkozó megfigyelés révén megállapítható, hogy ez idősebb mezozoos tagok mélybejutását a subhercini mozgás hozta létre.

Az előadottak nyomán feltehető, 1. hogy a Nagy Magyar-Alföld geológiai árok.* 2. Következtetés vonható le a szirtek keletkezési módjára. 3. Megállapítható e fontos törési vonalak kialakulásának ideje. Ez a felfogás nem áll ellenében Pávai-Vajna által gyakran hangoztatott állásponttal, amely szerint az Alföldön is vannak emelkedő és süllyedő területek, ilymódon semmi ok arra, hogy Gárdonyi megállapítását a „0” vonaltól DK-re eső terület általános süllyedésére vonatkozólag kétségbe vonjuk.

* Ez a terület, melynek az alföldi szakasza, azonos Kober megjelölte közbensőtömeeggel, a posztorogén időben is süllyed, s e tulajdonságánál fogva az internidákra jellemző sajátságot mutatja. Megjegyzem, hogy a magyar közbensőtömeg részének tartom nem csupán a Kober jelölte szakaszt, hanem a Bakony és az Alpések közt húzódó sávot éppúgv, mint az Erdélyi-medencét is. Ezek is süllyednek a posztorogén időben. — E közbensőtömegek közé ékelődő részgeoszinklinálisok üledékei, — ill. Kober internidájára benyomuló részgeoszinklinálisok üledékei is, amidőn ezek mint részgeoszinklinálisok a középső krétában megszűnnek, egybekovácsolják az említett területeket és így kialakul az Alpesi idők magyar közbenső ömege. E közbensőtömeg egyes részei a harmadkorban újból részgeoszinklinálisok által elkülönülnek, de kéregmozgásokkor a magyar közbensőtömeg névvel jelölt terület mégis mint egységes egész viselkedik.

DARNÓ-LINE, A STRUCTURAL LINE IN THE HUNGARIAN BASIN.

By S. JASKÓ

In this report structural observations were collected which refer to the margin of the Hungarian Basin between Budapest and Miskolc. The geological map was constructed with support of all published results of the detailed geological surveys in the Cserhát, Mátra and Bükk Mountains. In the first part of this report results of Schréter, Vadász and Noszky sen. will be summarized completed with own observations about the general features of the region. In the second part an attempt will be made to determine the position of the region in the Alpine-Carpathian System.

Mesozoic-palaeozoic formations appear only in isolated patches on the northern margin of the area, at Ipolyság, Vác, Sirok, Uppony and several points of the Bükk Mountain. Palaeocene and eocene beds are subordinate in these mountains bordering the Hungarian Plain on the N. They appear only in restricted chips connected with older formations. Their maximum thickness attains 250 metres. Oligocene beds are much more important. Their extensive bands trend from Budapest to Recsk and Csiz having 1000—1200 metre average thickness. The oligocene is represented in two facies. Near Budapest brackish and marine deposits were found including many fossils, while deposits on the NE part are poor in fossils and show petrographical analogies with the flysh facies. The occurrence of *Pectunculus obovatus* is restricted to the surrounding of Budapest, while *Pecten corneus* var. *denudata* was found only on the N part. The tertiary formations of the NE part differ sharply from the flysh in two respects: 1. The real flysh includes besides oligocene, the eocene and cretaceous too. On the reported area they appear only in restricted litoral development. 2. The real flysh is intensely

folded and overthrust, while the mentioned tertiary beds are autochthonous (according to our present knowledge). These oligocene deposits form transition between the inner Carpathian flysh range and the normal marine-brackish deposits of the Hungarian Central Massif. Miocene beds have 800 metre average thickness. The development is different on the Plain and in the marginal mountains. The marginal one begins with terrestrial and limnic deposits and turns only in higher levels into the schlier facies. Sarmatian and pliocene beds were found only in bays protruding from the Plain into the mountain. Their thickness is increasing towards the Plain.

On the margin of the Hungarian Basin several layers of volcanic tuffs are intercalating the deposits of different levels between the upper eocene and the top of pliocene. According to alternation and intensity of the eruptions 5 periods of volcanism were established :

1. Between the upper eocene and lower oligocene : rhyolitic and andesitic tuffs around Budapest and on the S slope of the Bükk Mountain. Andesitic eruption of the Lahóca-hill near Recsk.

2. Between the upper oligocene and lower miocene : the "lower rhyolitic tuffs".

3. Between the helvetian and tortonian : dacitic and andesitic eruptions of the Mátra and Cserhát Mountains and the "middle rhyolitic tuffs". This was the period of strongest volcanic activity.

4. Between the upper miocene and lower pliocene : the "upper rhyolitic tuffs".

5. Between the upper pontian and lower levantine : basaltic eruptions around Salgótarján and Füle, andesitic agglomerates at the N foot of Bükk Mountain.

Pyroclastic products of the second and fourth periods were not marked on the map. Eruption centers could not be determined and tuff layers became dislocated just as other beds. The coincidence of volcanic activity and dislocations is attested by tectonic discordances between conforming layers and by changing outlines of the depositing basins. It is remarkable that stronger volcanic activities on the margin of the Hungarian Plain are connected with structural lines. Parts of quiet geological structure are characterized by feeble volcanism.

Pretertiary movements are related only briefly as lying beyond the special topic of this report. Mesozoic-palaeozoic rocks were affected by folding and thrust-faults connected with the movements of the "central crystalline" of the Carpathians (surely before the

oligocene). The mesozoic-palaeozoic formations moved later only en bloc being nuclei of diapirfolds or acting as resistant masses.

Oligocene and miocene movements may be outlined as follows: Folding and faulting is combined producing structures between anticline and ridge fault or syncline and trough fault. Alternately folding or faulting factor dominates. No brachyanticline systems could be observed on the area. Structures between Budapest and Vác strike NW—SE-wards. The axis of the anticline of Nógrád—Kismaros stands nearly at right angle to these. The warping of Recsk—Bükkszék trends NE—SW-wards. The flattened prolongation of the Recsk—Bükkszék and Nagybátony warpings can be followed through a double elbow shaped curve towards the pliocene deposits of the Hungarian Plain (at Hatvan and Gyöngyös). These structures show that no regional folding could have find place. Anticlines are warpings of the tertiary cover due to uplifts and sinkings along structural lines. Periclinal dips were sometimes caused by diapirs (Naszály) or volcanic laccoliths (Csódi-hill, Karancs).

Fracture lines appear often in clusters forming zones of dislocations between territories of quiet structure. Three such zones were determined: I. On the line of Gács—Salgótarján—Mátraszele in NNW—SSE direction. II. On the line Galgagyörk—Szécsény in NNE—SSW direction. III. On the line Bükkszék—Csiz—Tornaalja in NNE—SSW direction. The third one is the most important called by Károly Róth "Darnó-line", as observed first on the Darnóhill at Sirok. The fractures are here very near to each other (the whole zone having a few 100 metre width) and produced great vertical dislocations. Towards the NE the fracture lines are diverging and produced dislocations decrease. At Ózd the zone of dislocations is 10 km wide. Farther N-wards they are no more susceptible. Farthest sign of these NNE—SSW dislocations is the edge of the triassic mass at Tornaalja. On the N of Csiz another fracture system is manifested, which has NNW—SSE strike.

The geological constitution is very different on both sides of the Darnó-line. Oligocene beds are much thicker on the W side than on the E one. Miocene beds are significant on the E side while lacking on the W. This may be explained on two ways: 1. During the Savian and Styrian orogenesis the flanks on the sides of the Darnó-line might have alternately risen and sunk. At the end of the oligocene the E flank were lifted and strongly eroded. After deposition of the miocene beds the W flank had risen and eroded

more intensely. 2. Horizontal dislocations and partial overthrusts might have taken place along the Darnó-line bringing distant deposits in contact.

On the W side of the Darnó-line oligocene beds are arranged in a row of anticlines. The axis of this row crosses the Lahóca-hill near Recsk (5 km distant from the Darnó-line) and the anticline of Bükkszék (1 km distant from the Darnó-line). Anticlines were observed farther N-wards at Fedémes, Járdánháza and Uraj. At Csiz a synclinal structure was established. The western limb of these anticlines was followed through 8—10 kms, having gentle dip $<30^\circ$. Their E limb is dissected by the Darnó-line. Miocene beds between the Bükk Mountain and the Darnó-line are arranged in two gentle anticline ranges. Parallel with them faults are manifested.

The movements, which effected the Darnó-line, could have produced even horizontal dislocations. In this case difference might be revealed between the pretertiary formations of the two flanks. The fracture system of the Rudabánya—Martonyi area was produced by torsion between the palaeozoic and mesozoic formations due to regional folding. May be, that pretertiary formations on the W side of the Darnó-line — if exposed — would show different development, than their equivalents in the Bükk Mountain. The fracture system of Rudabánya—Martonyi is trending farther to the NE marking the E boundary of pretertiary rocks. From here on the continuity of the Carpathian arch (between the NW and NE Carpathians) is sustained only by the flysch and schlier formations. The I. zone of dislocations (Mátraszele—Salgótarján—Gács) can be followed towards the margin of the Vepor crystalline to the volcanic area of Selmec—Körmöc.

The II. zone of dislocations (Szécsény—Galgagyörk) can be followed SW-wards to Budapest as marked by the straight boundary of the pontian beds. Drillings exposed the mesozoic formations only on the W side of the line. It can be supposed that this line shows the contact of the granite massif of the Velence Mountain and the mesozoic formations of the Transdanubian Central Mountain. Chief fracture lines of the Rudabánya—Martonyi area are crossing the NE—SW strike of the metalliferous range at acute angle approaching right angle by torsion. The II. zone of dislocations crosses the Darnó-line similarly. A $N70^\circ W$ — $S70^\circ E$ directed dislocation between them can be supposed below the volcanic area of Cserhát. Following the stepwise structure to the SW and the fracture between the Trans-

danubian Central Mountain and the Velence Mountain can be hold for its prolongation.

These fracture systems developed during the Savian and Styrian orogenesis. Noszky sen. holds the S15—30°W directed faults for lower pliocene, the N30—45°W directed ones for upper pliocene. These movements can be renewed dislocations along praeexistent faults. Pliocene volcanic eruptions are independent from earlier fractures.

The accumulation of hydrocarbons is determined by the structure. Warpings are characterized by oil and gas indications, while depressions (between Salgótarján, Szécsény and Losonc) by saline and iodine springs. Drillings on the margin of the Plain (around Budapest, near Losonc and Szalatna) found no trace of hydrocarbons.

The parent rock of hydrocarbons is oligocene, they migrated later into the miocene beds or even into effusive rocks (Sulyom-hill, Miklós valley). Anticlines worth prospecting are suspected even below the pliocene cover of the Plain. The drilling at Tard did not yield economic results, but exposed oligocene beds of conspicuous thickness. The parent rock of the hydrocarbons being present, convenient structures can be productive. Oligocene structures are greatly concealed by pliocene foldings. Even these younger anticlines can store migrating hydrocarbons. The asphalt seams of Bogács and Tard were accumulated probably this way.

The connection between older and younger structures is documented besides the flattish anticlines near Gyöngyös and Hátvan by gaseous wells at Tarnaörs, Erk and Zaránk. Small-scale undulations of the tertiary beds around Budapest described by Pávai Vajna are continuous from the oligocene to the pliocene. These are due to local factors.

TARTALOMJEGYZÉK.

1. szakülés :

	Oldal
Földvári Aladár :	1. A nagytarnai Mihálybánya 5 <i>Ore deposit of Nagytarna</i> 8
	2. A ditrói nefelinszienitmasszívum koráról és kontakt hatásáról 11 <i>Age and contact-metamorphic effects of the nephelite syenite stock of Ditró (Transsylvania)</i> 21
Pantó Gábor :	3. A Borsabánya melletti Toroiaga szulfidos érctelérei 33 <i>Lode system of Toroiaga near Borsabánya (NE. Carpathians)</i> 41
	4. Szfalerit-kalkopirit rendszerek a toroiagai Mihály-telér (Borsabánya) ércéből 45 <i>Sphalerite-chalcopyrite intergrowths from Borsabánya. (NE. Carpathians)</i> 53

2. szakülés :

Jaskó Sándor :	A Darnó-vonal 63 <i>Darnó-line, a structural line in the Hungarian Basin</i> 73
----------------	--

