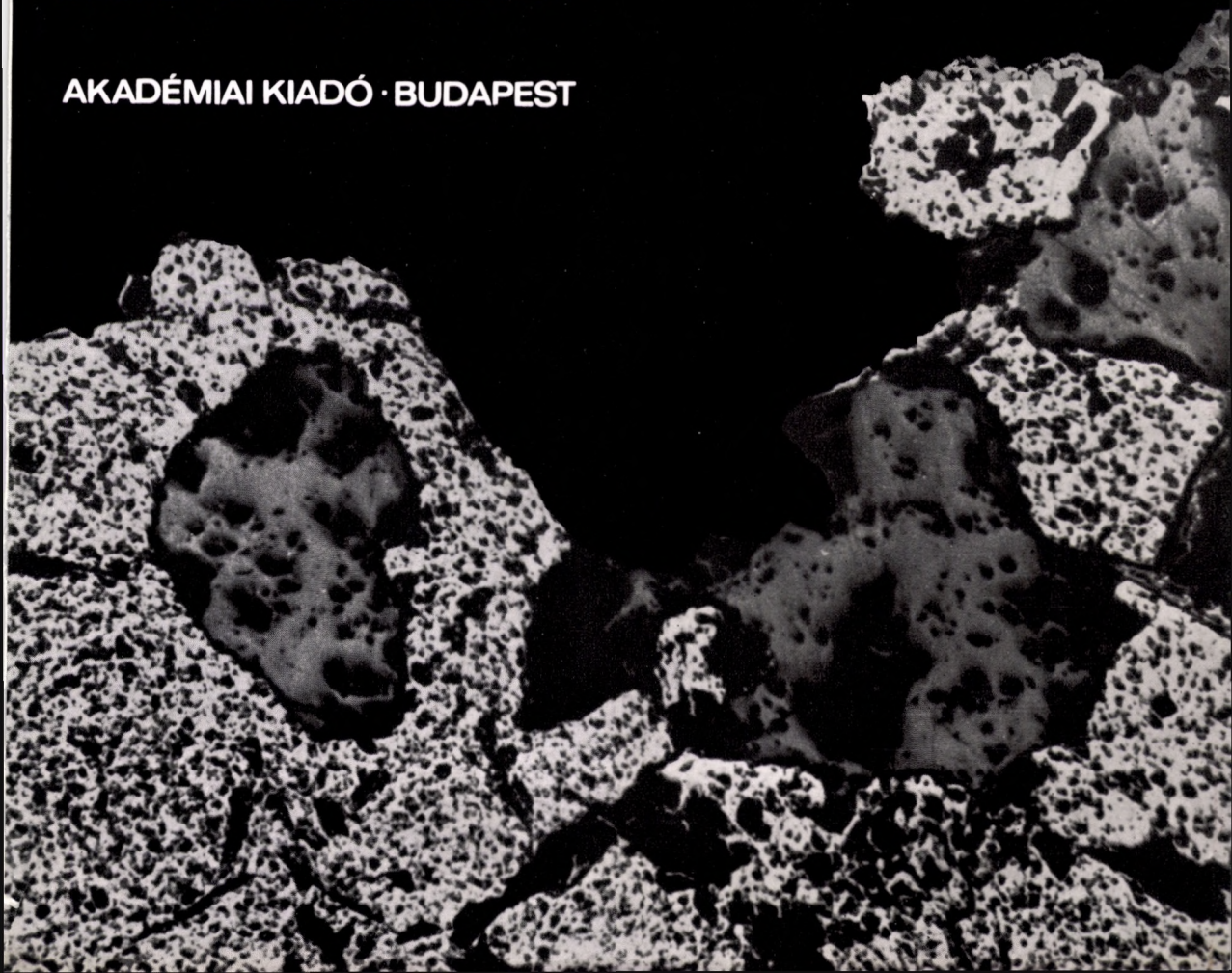


Székyné Fux Vilma

**TELKIBÁNYA
ÉRCESEDÉSE
ÉS KÁRPÁTI
KAPCSOLATAI**

AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST

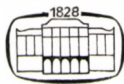


SZÉKYNÉ FUX VILMA

Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai

A Tokaji-hegységhez tartozó Telkibánya több évszázaddal ezelőtt a magyar nemesfémbányászat egyik jelentős központja volt. Virágzó bányászatának kezdetei a XIV. századba, Róbert Károly idejére nyúlnak vissza, amikor a felső-magyarországi bányavárosok sorában az előkelő ötödik helyet foglalta el.

A szerző részletes laboratóriumi és terepvizsgálatok alapján ismerteti a telkibányai terület földtani viszonyait, kőzet- és ércfejlődését. Sőt, hasonló jellegű kárpáti ércesedésekkel összevetve, általánosan érvényes kőzet- és ércgenetikai összefüggések felismerésével járul hozzá az andezites vulkanizmus utómagmás ércesedéseinek tisztázásához. Gyakorlati szempontból és a kárpáti ércesedések megítélése tekintetében legfontosabb eredmény a mélyszinti — a telkibányai területen eddig nem ismert —, nagyobb hőmérsékletű tortonai ércesedés felismerése. Ebből következik, hogy Telkibányán más kárpáti, ún. késő-alpi ércesedésekhez hasonlóan a tortonai vulkanizmus a fő érhezó fázis, a szarmata ércesedés ennek csak későbbi, átmozgatott, gyengébb intenzitású fázisa.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

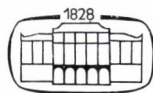
3304

Telkibánya ércesedése
és kárpáti kapcsolatai

Székyné Fux Vilma

Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai

Kőzetfejlődés és ércesedés



Akadémiai Kiadó, Budapest 1970

© *Akadémiai Kiadó, Budapest 1970*

Printed in Hungary

Előszó

Az érccek és érctelepek eredete korszerű tudományunk egyik teljesen meg nem oldott, előtérben álló problémája.

Az ércesedések vizsgálatánál a kutatók a fősúlyt az ércanyag pontos vizsgálatára, a mineralizáció sorrendjének, az érces fázisok számának megállapítására helyezték és helyezik, s arra törekcszenek, hogy az érctelepet alkotó valamennyi ércásványt felsorolják. Az ércesedés hőfokára, a kutatás lehetőségére, kilátásaira az érces paragenezis minőségi és mennyiségi vizsgálatából következtetnek. Sokkal kevesebb figyelmet szentelnek az ércesedést, az érctelepeket kísérő kőzetátalakulásokra, ezeket csak mint kísérő jelenségeket tekintik.

Az ércesedést azonban sohasem lehet a környező kőzetektől s főleg az azokat létrehozó folyamatoktól elválasztva szemlélni. Az ércesedés kialakulása az érchozó és ércbefogadó kőzet keletkezésével, fejlődésével legtöbbször a legszorosabb kapcsolatban áll, sőt azzal párhuzamosan, teljesen összeshövödve fejlődik, attól el sem választható. Különösen áll ez a magmás tevékenységhez kapcsolódó képződésekre, amelyeknél az ún. mellékkőzetet ugyanazok az oldatok – legyenek azok aszcendensek vagy deszcendensek – formálják, amelyek a nagyobb mozgási lehetőséget, ionmobilizációt biztosító tektonikai vonalakban, hasadékokban, a kőzetalkotó ásványokon kívül a nehézfémásványok nagyobb mennyiségű felhalmozódását is lehetővé teszik.

Ilyen szemléletben az endogén érctelepek mindegyike a magmás kőzetek egy-egy petrogenetikai fejlődési fokának felel meg (ABDULLAJEV 1961). A magmás kőzetek és a beléjük zárt érctelep között a kapcsolat egészen szoros, egyik a másikból lassú fokozatos átmenetekkel fejlődik. Tehát petrometallogenetikai sorokról kell beszélnünk. Egy-egy petrometallogenetikai sor a típusos magmás kőzetekből és a tipomorfi érctelepből áll. A petrometallogenetikai sorok tisztázása a kőzettan és ércteleptan egyik legfontosabb feladata.

A telkibányai érces terület sokirányú külső és belső vizsgálata alapján ezeket a petrometallogenetikai sorokat, a petrometallogenetikai fejlődés faktorait szeretném megvilágítani.

Mindehhez a telkibányai érces területet csak mintegy modellként kívánom felhasználni és a következtetések megértéséhez szükséges adatok közlése mellett csak azokat a petrológiai és ércgenetikai eredményeket ismertetem, amelyeket saját megfigyeléseim és vizsgálataim alapján szűrtem le, és amelyek valamennyi hasonló jellegű, neogén kárpáti területre, szubvulkáni, hidrotermális ércesedésre is érvényesek.

Az eredmények megszűletéséhez jelentősen hozzájárult az elhunyt kedves kollégámmal, DR. SCHERF EMIL nyug. főgeológussal együtt végzett munka, megbeszélés, megvitatás. Az ő gondos felvételező munkája alapján készült felszíni földtani térkép és szelvény számos kérdés tisztázását segítette elő.

Köszönet illeti mindazokat a magyar szerzőket, akiknek alapvető meglátásai gondolatok ébresztéséhez, kérdések tisztázásához járultak hozzá. Így első-

sorban SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR akadémikust sok alapvető kérdés új értelmezéséért. Köszönöm a kárpáti érces területekről származó sok értékes, felhasználható adatot az úttörő nagy magyar geológusoknak, kutatóknak és az újabb szerzőknek.

PANTÓ GÁBOR akadémiai levelező tagnak és GRASSELLY GYULA akadémiai doktornak, lektoraimnak kell köszönetet mondanom rendkívül gondos, mindenre kiterjedő, magas színvonalú lektori munkájukért. PANTÓ GÁBORNAK a Tokaji-hegység korszerű vulkanológia szemléletének kialakításáért, a vulkanológiai, petrológiai, ill. GRASSELLY GYULÁNAK a geokémiai, ásványtani vonatkozásokhoz fűzött megjegyzéseierért.

De köszönet jár mindazoknak a kollégáknak is, akik közreműködésükkel vagy vizsgálatok elvégzésével segítették munkámat. Így MIKÓ LAJOS főgeológusnak, akivel az új mélyszerinti feltárások egy részének bányaföldtani térképét együtt készítettük el. A kémiai analízisek és a spektrográfiai felvételek elemzőinek neveit feltüntettem. A termikus felvételeket PÉCSINÉ DONÁTH ÉVA adjunktusnak és FEJÉR DEZSŐNEK, a szép ércmikroszkópi felvételeket KISS JÁNOS docensnek és VÖRÖS ISTVÁN adjunktusnak köszönöm. Utóbbi MIKÓ LAJOS főgeológussal együtt a bányabeli felvételek elkészítésében is segítségemre volt.

Jó munkát végeztek RÁCZ KATALIN, TÓTH CSABA és SANDNER ÉVA tudományos segéderőim az ábrák fotózásával, a felvételek kidolgozásával, másolásával, a mellékletek összeállításával. Ki kell emelnem — nem utolsósorban — HEILER VALÉRIA műszaki rajzoló gondos, mindig segítőkész és VIDONYI MIKLÓSNÉ, KELEMEN SÁNDORNÉ, HERING JENŐNÉ hibátlan gépírói munkáját. Fogadják mindannyian őszinte köszönetemet.

A szerző

Tartalomjegyzék

I. <i>Az ércesedést meghatározó magmagenetikai, tektonikai viszonyok, helyi földtani adottságok</i>	15
A telkibányai ércesedés helye az alpi-kárpáti metallogenetikai provinciában	15
A telkibányai arany-ezüst ércesedés bányászati kutatásának története	17
Az érces terület földtani megismerésének története	20
A XIX. század geológusainak úttörő tevékenysége	21
Földtani és érceleptani eredmények a XX. század első felében	23
Adatok a terület földtani és teleptani megismeréséhez 1945–50 között	25
A telkibányai érces terület földtani felépítése a legújabb vizsgálatok tükrében	27
Az ércesedés területi elterjedése és teleptani jellege	33
II. <i>Az ércesedés petrometallogenezise</i>	38
Érchező magmás kőzet és ércesedés	38
A. <i>Ércesedés előtti (prémetallogenetikus) folyamatok</i>	42
A szarmata piroxénortoandezit ásványos, kémiai és szöveti jellemzése, elterjedése	42
Az andezit petrogenetikai fejlődésének nyomkövetése a bányászati feltárásokban	50
Az andezites vulkáni működés hiposzakasza kloritosodással, szericitedéssel	67
Az andezites vulkáni működés hiposzakasza regionális kloritosodással, szericitedéssel, piritisedéssel. Propilitisedés	69
B. <i>Ércesedés alatti és utáni (szín- és posztmetallogenetikus) folyamatok</i>	74
Kálimetaszomatózis („adulárosodás”)	74
Az andezitogén kálimetaszomatit (pszeudokálitrachit) ásványos, kémiai, szöveti jellemzése, elterjedése, genezise	74
Karbonátosodás. Az ércesedést kísérő karbovulkanitok jellemzése	86
Kovásodás. Az ércesedést kísérő szilikovulkanitok jellemzése	89
Piritisedés. Az ércesedést kísérő szulfovulkanitok jellemzése	90
Szín- és posztmetallogenetikus szericitedés	94
Ércesedést kísérő színgenetikai és posztgenetikai agyagásványosodás	95
Posztmetallogenetikus oxidáció és redukció	103
III. <i>Metallogenezis. A telérek és érces zónák jellemzése</i>	105
A. <i>Gyepű-hegyi telérek</i>	105
Kovás, agyagos telérek pirit-markazit zsinórokkal, kvarcerekkel és drúzakkal	107

1174 m-es telér	107
1195 m-es Jóreménység telér	108
Kovás-pirités, kovás-okkeres, agyagásványos, breccsás szerkezetű telérek, zónák	114
András-telér (2097 m-es)	114
János-telér (2251 m-es)	122
Helén-telér (1906 m-es)	124
Nemesfém tartalmú, pirites, okkeres zsinórok	126
1514 m-es „telér” (zsinór)	126
1806 m-es „telér” (zsinór)	128
1821 m-es „telér” (zsinór)	130
Agyagos-karbonátos, 1864 m-es telér szfalerit-muglikkal, kvarcfészkekkel	133
B. <i>Kánya-hegyi telérek</i>	134
Pirités, helyenként színes szulfidos, kvarcos, kovás, gyakran agyagos telérek jól kivehető vállappal	135
Jupiter-telér	135
Jószerecsét-telér	138
Lobkowitz-telér	146
Kovás, pirites zónák	166
Brenner II. telér	166
Brenner I. telér	169
Kvarcos-okkeres, agyagos-okkeres telér jól kivehető vállappal ...	170
C. <i>Az ércesedés általános jellemzése</i>	173
Az ércesedés geokémiája	173
Ásványképző elemek (jellemző „nyomelemek”)	173
Egyéb nyomelemek (önálló ásványokat nem képeznek)	176
A telkibányai ércesedés hőmérséklete	180
A tortonai összletben jelentkező mélyszerinti ércesedés	182
Az ércesedés petrometallogenezise	182
Metallogenezis. Az érc anyagának jellemzése	188
A telkibányai ércesedés kora és származása	198
IV. <i>A belső kárpáti neogén ércprovincia hidrotermális ércesedéseinek petrometallogenezise</i>	203
A. <i>A kárpáti nemesfémek ércesedések általános jellemzése</i>	203
A Dunazug-hegység petrogenetikája	203
A Börzsöny-hegység petrometallogenezise	205
A Selmeci-hegység Au—Ag-ércesedése	207
Körmöcbánya (Banská Kremnica)	207
Selmecbánya (Banská Štiavnica)	211
A Mátra-hegység petrometallogenezise	212
A Beregszászi-dombvidék nemesfémek ércesedése	214
B. <i>Az erdélyi érctelepek metallogenezise</i>	218
A Gutin-hegység nemesfémek ércesedése	219
Nagybánya (Baia Mare): Zazári ércesedés	223
Nagybánya: Kereszt-hegyi ércesedés	224

Nagybánya: Veresvízi ércesedés	225
Felsőbánya (Baia Șrie) petrometallogenezise	225
Az Erdélyi Érchegység (Montii Metaliferi) nemesfémek ércetelepei ..	230
Verespatak (Roșia Montană) ércesedése	231
Kelemen Havasok – Görgényi-Havasok – Hargita ércesedése	233
C. <i>Az eredmények összefoglaló értelmezése</i>	235
A kárpáti ércesedések petrometallogenetikája, gyakorlati vonatko- zások	235
Szemelvényes irodalom	241
Angol nyelvű összefoglaló	255
Angol nyelvű ábrajegyzék	259
Angol nyelvű táblajegyzék	263
Névmutató	265

Contents

I. <i>Magma genetic and structural conditions determining mineralization, local geological conditions</i>	15
Place of the Telkibánya mineralization within the Alpine-Carpathian metallogenic province	15
History of prospecting and mining in the Telkibánya gold-silver mineralization area	17
History of the geological exploration of the ore-bearing area	20
Pioneering work of 19th century geologists	21
Geological and metallogenic results of research in the 20th century	23
Contributions to the geological and metallogenic knowledge of the area 1945—1950)	25
Geology of the Telkibánya mineralized region in the light of latest research	27
Areal extent and metallogenic type of the mineralization	33
II. <i>Petrometallogeny of the mineralization</i>	38
Metallized magmatic rock and mineralization	38
A. <i>Premetallogenic processes</i>	42
Mineralogical, chemical and textural characterization of Sarmatian pyroxene andesite; areal extent	42
Tracing the petrogenetic evolution of andesite in the mine workings	50
Hypo phase of andesitic igneous activity, chloritization, sericitization. Premetallogenic chloro- and hydroandesite	67
Hypo phase of andesitic igneous activity with regional chloritization, sericitization, pyritization. Andesitogene propylite	69
B. <i>Syn- and postmetallogenic processes</i>	74
Potash metasomatism (“adularisation”)	74
Mineralogical, chemical and textural characterization, areal extent and origin of andesitogene potash metasomatite (pseudopotash trachyte)	74
Carbonatization; characterization of the carbovolcanics accompanying mineralization	86
Silication; characterization of the silicovolcanics accompanying mineralization	89
Pyritization; characterization of the sulphovolcanics accompanying mineralization	90
Syn- and post-metallogenic sericitization	94
Syn- and post-metallogenic formation of clay minerals accompanying mineralization	95
Post-metallogenic oxidation and reduction	103

III. <i>Metallogeny. Characterization of veins and mineralized zones</i>	105
A. <i>The veins of Gyepű Hill</i>	105
Siliceous, clayey veins with pyrite and marcasite stringers, quartz veinlets and druses	107
The 1174 metre vein	107
The 1195 metre or Jóreménység vein	108
Siliceous-pyritic, siliceous-ochreous, clayey and brecciated veins and zones	114
The András or 2079 metre vein	114
The János or 2251 metre vein	122
The Helén or 1906 metre vein	124
Pyritic, ochreous stringers with precious metals	126
The 1514 metre "vein" (stringer)	126
The 1806 metre "vein" (stringer)	128
The 1821 metre "vein" (stringer)	130
Clayey-carbonatic vein (1864 metre vein) with sphalerite "boulders" and quartz nodes	133
B. <i>The veins of Kánya Hill</i>	134
Veins with pyrite, locally polymetallic sulphides, quartz, silica, often clay minerals, with well-defined vein joints	135
The Jupiter vein	135
The Jószerencsét vein	138
The Lobkowitz vein	146
Siliceous, pyritic zones	166
The Brenner II vein	166
The Brenner I vein	169
Quartz-ochreous, clayey-ochreous vein with marked vein joints	170
C. <i>General characterization of mineralization</i>	173
Geochemistry of mineralization	173
Mineral-forming elements	173
Other (trace) elements	176
Temperature of the Telkibánya mineralization	180
Deep-level mineralization in the Tortonian	182
Petrometallogeny of mineralization	182
Metallogeny. Characterization of the ores as to mineralogical constitution	188
Age and origin of the Telkibánya mineralization	198
IV. <i>Petrometallogeny of hydrothermal mineralization in the Intra-Carpathian Neogene ore province</i>	203
A. <i>General characterization of precious-metal mineralizations in the Intra-Carpathian region</i>	203
Petrogenesis of the Dunazug Mountains	203
Petrometallogeny of the Börzsöny Mountains	205
Gold-silver mineralization in the Selmec Mountains	207
Körmöcbánya (Kremnica)	207
Selmecbánya (Banská Štiavnica)	211

Petrometallogeny of the Mátra Mountains	212
Precious-metal mineralization in the Beregszász Hills.....	214
B. <i>Metallogeny of the Transylvanian orebodies</i>	218
Precious-metal mineralization in the Gutin Mountains.....	219
Nagybánya (Baia Mare): The Zazár mineralization.....	223
Nagybánya (Baia Mare): The Kereszt Hill mineralization.....	224
Nagybánya (Baia Mare): The Veresvíz mineralization.....	225
Metallogenesis at Felsőbánya (Baia Șrie)	225
Precious-metal deposits of the Transylvanian Ore Range (Munții	
Metaliferi)	230
The mineralization at Verespatak (Roșia Montană).....	231
Mineralizations in the Görgény, Kelemen and Hargita Mountains..	233
C. <i>A comprehensive interpretation of the results</i>	235
Petrometallogeny of the Intra-Carpathian mineralizations; practical	
aspects.....	235
Selected literature	241
Abstract	255
List of figures	259
List of annexes	263
Author index	265

I. Az ércesedést meghatározó magmagenetikai, tektonikai viszonyok, helyi földtani adottságok

Telkibánya helye az alpi-kárpáti metallogenetikai provinciában

A belső kárpáti vulkáni koszorúhoz kapcsolódó hidrotermális ércesedések az alpi-kárpáti ércprovincia tartozékai (PETRASCHEK W. E. 1965). Az alpi-kárpáti ércprovincia magmás érctelepeinek a közvetlen földtani környezetből adódó eltérések ellenére is számos közös vonása van. Így bizonyos eltolódásokkal a magmatizmus közel megegyező kora, a Cu, Au, Fe uralkodása az orogén É-i szárnyában, a Co, Ni, U, Sn viszonylag kis mennyisége. Jellemző sajátossága az alpi-kárpáti metallogenezisnek a metasomatikus telepek gyakorisága is. Az alpi-kárpáti ércprovincia területén több, mint 800 érctelep van, melyek 70%-a — PETRASCHEK adatai szerint — metasomatikus, 21%-a breccsás-tömszös és csak 9%-a telérés, utóbbi típus főleg a neogén kárpáti érctelepeknél gyakori. A telkibányai ércesedés is utóbbi típusba tartozik.

Az alpi-kárpáti metallogenezis területén egyező vonások mellett érdekes különbségek is jelentkeznek. Így a Ny-i Alpok lényegesen ércszegényebbek, mint a K-i Alpok. A neogén kárpáti hidrotermális érctelepek mindegyike közös sajátosságok ellenére is speciális egyedi vonásokkal tűnik ki. A különböző ércesedések kialakulását elsősorban a kérdéses terület tektonikai és földtani viszonyai határozzák meg. Az utóbbi években az alpi-kárpáti terület kialakulásával kapcsolatban több magas szintű nagyszerkezeti, magmatikai koncepció született, ami lehetővé teszi, hogy ezekből a szintézisekből induljunk ki, s a neogén kárpáti ércesedéseket ebben a keretben vizsgálhassuk.

A kárpáti magmás ércesedéseket létrehozó magmatizmus fő vonásaiban azonos az európai orogének magmatizmusával. Geoszinklinális fázissal kezdődik, az ércesedés főfázisa a színorogén gránittal és a későorogén vulkanizmussal kapcsolatos. Hazánk területének speciális, az európai orogenezistől eltérő típusú fejlődése csak a felső krétában indul meg. Ettől kezdődően a magmatizmus tér- és időbeli elrendeződését a magyarországi centrális kéreg sajátosságos tulajdonságai határozták meg. A belső kárpáti vulkanizmus mély törési rendszerét SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1967) véleménye szerint a köpeny felső részének feltűródése és a kis kéregmélységben létrejött másodlagos magmakamrák determinálták. A kárpáti vulkanizmus alakulását a kéregfeszültség állapota szabályozta, befolyásolta (BALKAY 1961). Az intenzív vulkáni tevékenység a kéreg tenziós folyamataival, a nyugalmi időszak a kéreg kompressziós folyamataival kapcsolatos.

A későorogén andezites vulkánosság a Dinaridákban már a krétában megindult. Innen lép át — eddigi ismereteink szerint — a paleogén folyamán a pannon medencébe, majd tolódik el fokozatosan Ny-ról K-re, a Dunántúli Középhegység területéről az É-i és K-i Kárpátokra, majd a késő miocén folyamán a Kelelem-havasokra, végül a Hargitára (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1966).

Az andezites vulkánok az izosztatikuss besüllyedés során létrejött 3 nagy neogén medence: a Nagy- és Kis-Alföld és az Erdélyi-medence peremi törései mentén az ultrabázisos köpeny felett kialakult bazaltos magmakamrákból táplálkoztak. A magmakamrákból kiinduló többé-kevésbé függőleges csa-

tornák hajlatai gyakran másodlagos magmakamrákká alakulnak, amelyekben kontaminációs, asszimilációs, differenciációs folyamatok révén a bazaltos magma-anyag andezitessé, dacitossá, sőt riolitossá válik (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1966).

A pliocénban a centrális kéregrészes besüllyedése után sugár irányú törések mentén két párhuzamos koncentrikus gyűrűt alkotva, feltörnek a finális bazaltok vulkánjai. A finális bazaltvulkánosság a besüllyedt medence legfiatalabb peremén, függőleges csatornákból felszállva, másodlagos kamra kifejlődése nélkül jön létre. Így a későorogén riolitos-andezites és a finális bazaltvulkánosság között SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint alapvető különbség van. Előbbieknek elsődleges és másodlagos magmakamrái vannak, a finális bazaltvulkánosság viszont az elsődleges kamra közvetlen terméke. A másik alapvető eltérés, hogy az andezites-dacitos-riolitos vulkánosság érchozó, a finális bazaltvulkánosság ércmentes.

Az érchozó földtani korok a metallogenezis klasszikus felfogása szerint (BILIBIN 1949) egy-egy tektonikai fázisnak felelnek meg. Magyarország legújabb metallogenetikai térképén PANTÓ és MORVAI (1967) 6 szerkezeti nagyegységet (KERTAI-KÖRÖSSY 1963. évi térképe szerint) és 4 tektonikai főfázist tüntetnek fel.

A legtöbb magyarországi nyersanyag az alpi tektonizmus szakaszaival kapcsolódik, amelyen belül 3 fázist különíthetünk el:

- a) ó-alpi (mezozoikum, felsőkréta nélkül),
- b) új-alpi (paleogén, felsőkrétával együtt),
- c) késő-alpi (neogén, pleisztocénnal együtt).

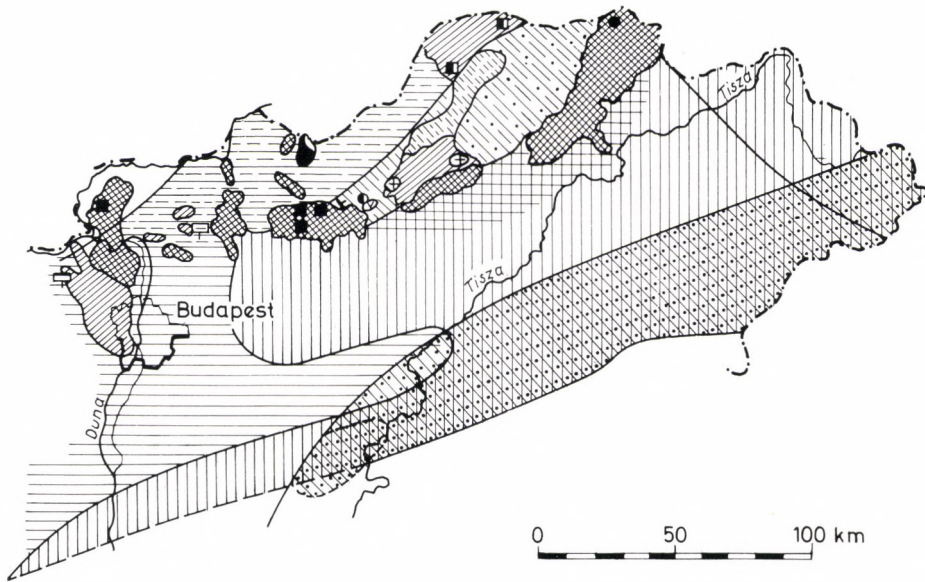
Magyarország alpi tektonizmusában két fő törésrendszer figyelhető meg:

1. ÉK—DNy-i és az arra merőleges,
2. É—D-i és az arra merőleges rendszer.

A magyar középhegység csapásával megegyező ÉK—DNy-i és az arra merőleges rendszer nagyrészt felújult varisztikus, az É—D-i rendszer általában fiatalabb, alpi kialakulású. A varisztikusan preformált törésvonalak közül az ÉK—DNy-i, ill. ÉÉNy—DDK-i irányok uralkodnak. Általánosságban érvényes, hogy a varisztikusan preformált törésirányoknál a legnagyobb függőleges elmozdulások az 1000 m-t is meghaladják. Velük párhuzamosan számos fontos szerkezeti vonal húzódik, így a Tokaji-hegységet a Zempléni dombvidéktől elválasztó „Szamos-vonal” (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1964). A fiatalabb, uralkodóan É—D-i alpi törésvonalaknál a függőleges elmozdulások általában kisebbek, a 100—200 m-t ritkán haladják meg. Ilyen kivétel a Hernád-törésvonal, amely a Tokaji-hegység Ny-i szegélyén 1000 m-nél nagyobb elmozdulást eredményezett.

Utómagmás érclelveink képződése általában az új-alpi és késő-alpi fázisokkal kapcsolatos (PANTÓ—MORVAI 1967). Az új-alpi fázishoz kapcsolódik a mátrai és a Velencei-hegységi Cu—As—Py és Cu-ércesedés, a késő-alpi fázishoz kapcsolódik a börzsönyi Pb—Zn, Cu—Au—As, a mátrai Pb—Zn—Cu-ércesedés és az értekezéstárgyát képező Tokaji-hegységi (telkibányai) Au—Ag—Py (arany-ezüst-pirit) ércesedés.

Az új-alpi és késő-alpi fázisokkal kapcsolatos hidrotermális ércesedések közös jellegzetessége, hogy az őket létrehozó andezites, dacitos-riolitos vulkanizmus mezozoos vagy paleozoos szerkezeti egységek érintkezése felett jelentkezik. Ennek — mint a későbbiekben látni fogjuk — az ércanyag eredete szempontjából is igen nagy a jelentősége (1. ábra).



rétectani beosztás	tektonikai fázis	összlet a felszínen	szerkezeti egység tektonizmusa	magmás tevékenység	hidrotermális érctelep				
					Fe	Cu	Pb-Zn	Au	Ag
pliocén pleisztocén negogén (pliocén nélkül)	késő - alpi			bazalt					
				andezit riolit riolittufa			■	●	
paleogén (felsőkrétával)	új-alpi	≡≡≡	////	andezit		●			
mezozóikum (felső kréta nélkül)	ó -alpi	////	====	gabbró és diabáz		■			
újpaleozóikum (devon-perm)	varisztikus	////	////						

1. ábra. Részlet Magyarország metallogenetikai térképéből [PANTÓ—MORVAI (1965) szerint]

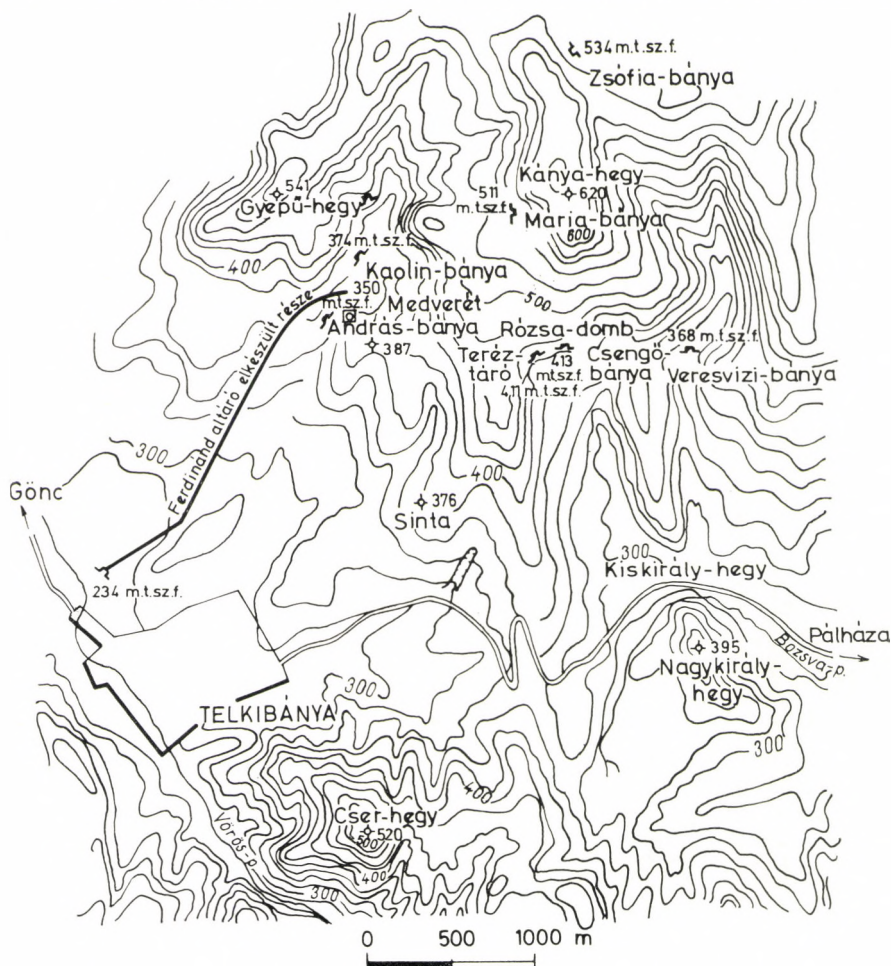
A telkibányai arany-ezüst ércesedés bányászati kutatásának története

A Tokaji-hegységi ércesedés tehát az alpi-kárpáti metallogenezis területén egy, a késő-alpi fázishoz kapcsolódó hidrotermális képződés, amely a belső-kárpáti arany-ezüst ércesedések egyik teléres típusát képviseli. Érces telérei Telkibánya, Pányok, Kéked, Hollóháza és Nyíri községek határában az Eperjes—Tokaji vonulat középső, a Tokaji-hegység É-i részén húzódnak (2. ábra).

Az érces terület kutatása és bányászata Telkibánya nevéhez kapcsolódott. A terület ércesedését meghatározó földtani viszonyok ismertetése előtt — a

teljesség kedvéért – bányászatának és bányászati kutatásának történetét röviden a következőkben foglaljuk össze.

Telkibánya hat, illetve négy évszázaddal ezelőtt a magyar nemesfém-bányászat egyik jelentős bányavárosa volt. Az érces terület ma is szembetűnő, több ezret is elérő horpája a XIV. század virágzó bányászatának köszönheti ere-



2. ábra. A telkibányai ércutatás helyszínrajza

detét. Róbert Károly Telkibányát „Montana nostra Telkibányaensis”-nek nevezi, a lakosság, mint „civitas” neveztetik. Kétségtelen tehát, hogy Telkibánya akkor már bányaváros volt, sőt a felsőmagyarországi bányavárosok rangsorában az előkelő 5. helyet foglalta el (Gölnicbánya volt az első, Igló, Rozsnyó csak Telkibánya után következett).

A komoly bányászati tevékenységre utaló régi Ferdinánd-altáró, a Kánya-hegy tároi szűk középkori keresztmetszettel két évszázaddal később, a XVI. században születtek. SCHERF E. adatgyűjtése szerint (1960) a nagyarányú bányászatot e században THURZÓ J. irányította. Thurzó halála után a bányá-

szati kutatás mértéke lényegesen lecsökkent, s a komoly bányászkodásnak a XVI. század közepén bekövetkezett súlyos bányaszerencsétlenség egészen véget vetett. Mária Terézia alatt, a XVIII. században, a bányászati tevékenység ismét felélénkült. A tárók (Mária, Zsófia, Teréz, András) részben akkor kapták meg mai formájukat a szűk középkori keresztmetszet helyett. A felélénkült bányászat kisebb-nagyobb megszakításokkal a XIX. század közepéig tartott, amikor is az ezüst árának zuhanása súlyos csapást mért a bányászati tevékenységre. A XIX. század közepétől a területen — egyéni vállalkozásoktól eltekintve — bányászati tevékenység nem volt, noha Telkibánya bányászata iránti érdeklődés sohasem csökkent.

1905-ben a Zentrale für Bergbauwesen (Frankfurt a. M.) megbízásából WENDEBORN S. T. brádi bányamérnök vizsgálta a telkibányai ércesedést és adott kimerítő, pozitív szakvéleményt (SCHERF 1960).

A hazai állami szervek figyelve közel egy évszázados szünet után Telkibányára, érthetően az első világháború után terelődött. A Pénzügyminisztérium Bányászati Osztálya 1926-ban ABZINGER GY. bányafőtanácsost, FINKEY J. egyetemi tanárt, DR. LÖW M. geológust, PÁVAI-VAJNA F. főgeológust, DR. VITÁLIS I. egyetemi tanárt, mint kiváló szakembereket bízta meg a telkibányai bányák és környékének bányászati és földtani véleményezésével. A Bizottság 1926. szeptember 18-án kelt jelentésében megállapította, hogy Telkibányán feltárt ércvagyon nincs, ezért ércvagyon és minőség nem állapítható meg. A kutatásnak elsősorban a feltételezhető ércvagyon feltárására kell irányulnia.

A Bizottság Recskre vonatkozó szakvéleménye kedvezőbb volt, így a Pénzügyminisztérium Bányászati Osztálya Telkibánya helyett Recsket választotta.

A telkibányai bányászat újraszületésének gondolata ismételten a második világháború után merült fel. A Pénzügyminisztérium Jövedéki Mélykutatási Osztálya a kénmonopólium bevezetésekor a Telkibánya — Kéked közötti területen a Hasdat- és Lapis-völgyben az ottani pirités-markazitos impregnációs zónák és telérek részletesebb megvizsgálására földtani felvételező munkát végeztetett.

1948-ban a Gazdasági Főtanács a telkibányai kutatás újirányítására részletes tanulmányt küldött az iparügyi miniszternek. Ezt a tanulmányt az Iparügyi Minisztérium Bányászati Osztálya 1948. december 15-én kedvezően véleményezte. Egyben az 1927-ben készült, említett szakvélemény alapján javasolta a telkibányai bányászati kutató munkák megkezdését.

ALLIQUANDER Ö. jelentése a telkibányai kutatások célját az alábbiakban jelölte meg:

1. A Bizottság (1926) az András-táror (telér) legmélyebb szintjét fejtésre érdemesnek találta. Ez alapon feltételezhető, hogy a többi telérek (Lobkowitz, Jószerencsét, Jupiter, Zsófia stb.) András-táror legmélyebb szintje fölé eső részei szintén gazdagok. Tehát az említett telérek feltárását és mélység felé való leművelését folytatni kell.

2. A „cementációs zóna” alsó, a Hernád folyó vízszintmagasságig terjedő részének vizsgálata.

3. A Hernád vízszintje alá eső zóna megkutatása.

Az 1950. október 4-én Alsókékedre kiszálló bizottság a telkibányai nemesfémkutatások előbb említett programjának megvalósítására legcélszerűbbnek látta Telkibánya község ÉK-i végénél a völgytalpról induló Ferdinánd-altáror kitisztítását és K-i irányban a Gyepű-hegy és Kánya-hegy É — D-i csapású

teléreinek harántolásig történő meghosszabbítását. Így az altáró mintegy 2 km-es továbbhajtásával a Gyepű-hegy leggazdagabb teléréét az András-telért, míg további 1 km után pedig a Kánya-hegyi ércesedés főteléreit: Lobkowitz-, Jószerencsét-, Brenner-, Jupiter-, August Freud-, Veresvízi- stb. teléreket harántolná. A tervezett altáró a bányászati adatok alapján a Gyepű-hegyi teléreket a régi termelésnél mintegy 25–30 m-rel, a Kánya-hegyi teléreket pedig mintegy 130–180 m-rel mélyebb szinten érintené. Az utóbbi pillérmagasság, a Bizottság véleménye szerint, különösen alkalmasnak látszott a mélyebb szinti kifejlődés és nemesfém-tartalom függőleges változásának megállapítására. A telérek harántolását azok csapásmenti megkutatása követné. A telkibányai bányászati kutatások elindítói remélték, hogy az altárói szint nemesfémekben gazdagabb lesz.

Az 1950–1960-ban végzett nagyarányú bányászati kutatás ezt a feltételezést nem igazolta, sőt megállapították, hogy a Ferdinánd-altáró szintjén a Gyepű-hegyi telérek nemesfém-tartalma csökken. Sajnálatosan bányászati nehézségek, illetve a Ferdinánd-altáró tovább nem hajtása miatt a Kánya-hegyi telérek megkutatása nem történt — a geológusok által javasolt — a régi termelésnél 130–180 m-rel mélyebb, tervezett szinten, hanem pl. a Lobkowitz-telér esetében csak 25 m-rel mélyebben. Így a Kánya-hegyen is csak annyi volt megállapítható, hogy a nemesfém-tartalom a régi termelési szintek alatt csökken, de nem kaptunk semmi adatot arra, hogyan viselkednek nagyobb mélységben az eddigi Telkibányán még ismeretlen, de az új bányászati kutatások szintjén már figyelmet érdemlő mennyiségben jelentkező színesfém-szulfidok (szfalerit, galenit, kalkopirit).

Azt is csak a bányászati kutatások lezárása után, a kutatást végző geológusok javaslatára lemélyített 1240 m-es szerkezetkutató fúrás derítette ki, hogy nagyobb, a felszíntől számított több mint 900 m mélységben a tortonai andezit vulkanizmus termékeiben is jelentkezik egy előzetes érces fázishoz kapcsolódva, jelentősebb szfalerites-galenites ércesedés.

Az érces terület földtani megismerésének története

Telkibányának a XIV. században már virágzó horpabányászata — ahogy az előzőekből kitűnt — régen felhívta a bányászok és bányászattal foglalkozó szakemberek figyelmét a terület érces képződményeire. Szoros értelemben vett földtani megismerésének gyökerei azonban csak a múlt század elejére nyúlnak vissza. Földtani megismerésének történetéből is csak azokat az adatokat emeljük ki, amelyek előremutatók voltak, a kérdéses terület megismerését alapvetően előrevitték, s amely megállapítások lényegében ma is helytállóak.

Területének földtani megismerése a magyar földtani kutatás fejlődését is híven tükrözi. A megismerés egy-egy szakasza a földtani kutatás fejlődési fokozatait is jelenti. Végigtekintve az elmúlt másfél évszázadon, a földtani kutatásnak és megismerésnek alábbi négy periódusát különíthetjük el:

a) A bányaterület első földtani adatai a múlt század úttörő geológusaitól származnak, akik az összes kárpáti vulkáni hegységek ismeretében adtak jó összefoglalást az Eperjes–Tokaji-vonulatról, közelebről a telkibányai ércesedésről. A hegység felépítésében egyszerű, általában idősebb lávákból és fiatalabb piroklasztikumokból álló vulkáni összletet tételeztek fel. Az ércesedés helyét helyesen jelölték ki a kárpáti ércesedések sorában.

b) Századunk elején, különösen az első világháború után az ország nyersanyagszükséglete miatt ismét megélnékült a geológustevekenység a hegységben. A felvételezés eredményeként kis számú összefoglalás mellett számos, csak helyi viszonyokra vonatkozó, helyi nyersanyagkutatást szolgáló jelentés, dolgozat született. A hegységről alkotott földtani kép sokkal bonyolultabbá vált.

c) A második világháború után (1947–50) az ország nagyarányú ipari fejlődése ismét erőteljes bányászati, só-, kén- és érc-kutatásra irányuló földtani munkát indított meg a hegységben. A munka eredményeként számos értékes földtani megismerés adódott, s a figyelem a telkibányai elhagyott nemesfém-bányászatra terelődött.

d) Az 1950-ben meginduló bányászati feltáró munka és a vele kapcsolatos földtani térképezés (SCHERF E.), a bányászati feltárások részletes földtani felvételezése, a korszerű közettani, fő- és nyomelemekre irányuló geokémiai vizsgálat a terület földtani felépítésével, fejlődéstörténetével, s különösen az ércesedés teleptani, ércgenetikai, geokémiai megismerésével és megítélésével kapcsolatban hozott új eredményeket.

A Magyar Állami Földtani Intézet 1959-ben megindított nagyarányú Tokaji-hegységi térképező munkája a hegység korszerű vulkanológiai képének és földtani fejlődésének egységes szemléletű megrajzolását, az 1961–65 között mélyült Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás pedig az érces terület eddig nem ismert, mélyszinti, földtani felépítésének megismerését tette lehetővé.

A XIX. század geológusainak úttörő tevékenysége

A telkibányai érces területtel földtani értelemben először FICHTEL J. B. (1816) foglalkozott, aki a régi írásmód szerinti „Telke-Bánya”-tól másfél órára fekvő hegyet, ahol ezüstöt és aranyat bányásztak, mint Érc-hegyet említi. Ez valószínűleg a mai Kánya-hegynek felel meg. De említést tesz FICHTEL az ércet mellett a Baptist J.-táróban bányászott zöld és vörös agyagfélésegekről és fehér porcelánföldről is.

ZIPSER C. A. (1817) „Telke-Bánya”-ról a következőket közli: „Hegyei perlit-porfirból állanak. Ásványai közül főleg a közönséges opál, félopál, opáljaspis, perlit és obszidián érdemelnek említést.”

BEUDANT F. S. az 1818. évi magyarországi utazásának leírásában sok érdekes adatot közöl a Tokaji-hegység felépítéséről, de különösen figyelemreméltóak, kitűnő megfigyelőképességre mutatnak a Telkibánya környékének kőzeteire és az ércanyagra vonatkozó közlései, amelyet pontosan meg nem állapíthatóan vagy a Veresvízi-táró vagy az András-bánya bejárása után tett. „Azt, hogy tulajdonképpen mit bányásztak, nem lehetett megállapítani, és nem lehetett fogalmat alkotni a telérek ásványos kitöltéséről. Az utazás befejezése után nem tudom még eldönteni, hogy amit a bányában repedésszerű hasadéokban láttam, telér-e vagy hasadéokban történő felhalmozódás, de kétségtelen, hogy ez az anyag tartalmazza az érces ásványokat.” Leszögezi, hogy az ércet tartalmazó kőzet megegyezik a hegy csúcsát és belső központját alkotó kőzetfélésséggel, az érc a „trachitos” kőzetnek a legfiatalabb részében helyezkedik el. A régen virágzó bányászatnak BEUDANT már nyomát sem látta, és így az ércanyag összetételére vonatkozó bizonytalanság hatása alatt a bánya további virágzásához nagyobb reményeket nem fűzött.

A terület földtani felépítésével először részletesen RICHTHOFEN foglalkozott (1862), aki a magyarországi vulkáni hegységekben végzett kutatásai alapján ki is jelölte a telkibányai ércesedés helyét a harmadkori kárpáti vulkáni koszorúban. Széles körű megfigyelései és sok közvetlen tapasztalat alapján jól észrevette a kőzetfejlődés és ércesedés közti rendkívül fontos összefüggést. „Az Eperjes–Tokaji-hegység, amely a kassai törésből meredeken emelkedik ki, ércelőfordulások szempontjából sokkal szegényebb, mint a nagybányai terület.” Ennek — RICHTHOFEN szerint — az a fő oka, hogy az érchezó zöldkő „trachit”-ok a Tokaji-hegységben csak alárendelt szerepet játszanak, és jelentősebb mennyiségben a Tokaji-hegységben csak Telkibánya környékén jelentkeznek. A legidősebb kőzet itt a zöldkövesedett „trachit”, amelyre a szürke „trachit”-ból álló hegységképző vulkáni összlet következik.

A Baglyas-völgyi telérek ércanyaga kvarcos, arany-ezüst tartalmú. A telérek druzáiban víztiszta kvarckristályok ülnek. Az ércanyagon kívül ő is említi a Baglyas-völgyi porcelántáró anyagát, amelyet a „riolit” szétesési termékének tekint. Megemlíti, hogy ezt a kaolint a telkibányai porcelángyár, mint jóminőségű alapanyagot használja. Véleménye szerint a telkibányai „katlantól” D-re nincs jelentős ércesedés, sőt nincs is lehetőség jelentős ércesedésre.

A Tokaji-hegység, így ezen belül Telkibánya összefoglaló kőzet-földtani jellemzését először SZABÓ J. (1866–67) adta. SZABÓ a Tokaji-hegység felszíni legidősebb kőzetének az andezintrachitot (andezit) tartotta, melyre riolit, nagytömegű riolit-piroklasztit, hidrokvarcit, nyirok és alluvium települ.

Igen érdekesek SZABÓnak a hegység általános genetikájára vonatkozó megállapításai. A hegység mai arculatának kialakításában a legfontosabb szerepet nem a vulkáni működésnek, hanem a víznek tulajdonította, amely a sok üveges riolitos módosulat kialakításában is fontos szerepet játszott. Figyelemre méltó SZABÓ megállapításaiban az is, hogy a hegység jelenlegi, közep-hegységi formáját a tengervízzel való elborítás után bekövetkező állandó jellegű kiemelkedésnek köszönheti. A kiemelkedés nagyságát — azon a legmagasabban fekvő réteg alapján becsülve, amely a hegység lábánál is megvan — 300 m-ben állapította meg.

Közelebbi területük felépítését illetően különösen értékes WOLF H.-nak (1869) az andezites és riolitos trachitok fedőjét képező rétegsor képződményeiről adott jellemzése. Az uralkodólag piroklasztitból álló fedőképződmények a Tokaji-hegység Ny-i és K-i lejtőin jellegzetes rétegsort hoznak létre. A lávakőzetek és az azokat borító piroklasztitos képződmények határa a hegység szélén az erdő és szántófield megfelelő határaival esik össze. Az uralkodóan É–D-i irányú hegység szegélyén helyet foglaló üledéksor a hegységet Ny–K-i irányban átszelő bevágódásokon keresztül érintkezik egymással. Ilyen Ny–K-i irányú haránttörés vonalába — Abaújvár–Telkibánya–Bózsva — esik érces területünk is.

DOELTER C. (1873–74) részletes mikroszkópos vizsgálat alapján a Tokaji-hegységben, illetve a telkibányai érces területen a következő vulkanitokat különítette el: *a)* Augitandezit a hegység uralkodó vulkáni kőzete. Hegységképző tömegét a telkibányai nagy riolitterület osztja két részre. *b)* Amfibólandezit kisebb kúpok formájában főleg a hegység szegélyi részein jelentkezik. *c)* A riolit fő területe Telkibányától DK-re, Tolcsva, Erdőbénye és Sima között terül el. Telkibányán igen változatos féleségekben (szürke, vöröses-szürke, kékes-vörös perlit, obszián, horzsaköves riolit) jelentkezik.

Az andezitben az augit mellett a hiperszténról nem tett említést, de jól észlelte az amfiból gyakori megjelenését és azt, hogy az augit- és amfiból-andezit között minden átmenet lehetséges. Kristályos, illetve több-kevesebb üveget tartalmazó alapanyaguk szerint is elkülönítette az andeziteket. Alapanyagában üveget is bőven tartalmazó augitandezitet ír le a telkibányai Szántóhegyről. Az utolsó évtizedben felismert kálitrachit elődjét kell sejtünk a Fony község határából leírt szanidintrachitban.

TÓTH M. 1882-ben kiadott „Magyarország ásványai” című monografikus munkájában a telkibányai terület ismert ásványait foglalja össze, és a következő érces és nem érces ásványokat sorolja fel:

Alunit, antimonit az aranytartalmú erekből és telérekből, antimonokker, amely az antimonitból keletkezett. Termésarany finom lemezkék és fonalak alakjában, de főleg piritben és antimonitban, hegyikristály az ércelérekből, opál, faopál, jásopál, közönséges opál a vulkáni kőzetek különböző repedéseiben, sziderit a kvarckristályokon fennőve.

A múlt század utolsó évtizedében SZÁDECZKY-KARDOSS GY. (1889–1897) közölt először pontos adatokat a Tokaji-hegységi vulkáni kitörések korára a képződmények közé települt kövületes rétegek alapján a Sátoraljaújhelytől ÉNy-ra fekvő Rudabányácska és Kovácsvágás közötti területről. Az általa vizsgált riolit- és andezittufa torton és szarmata kövületeket tartalmaz. A kitörés tehát a tortonban kezdődött, de a szarmatában is folytatódott. Hegységünk vulkanizmusa torton és szarmata.

Földtani és ércteleptani eredmények a XX. század első felében

Sokkal tagoltabbá és bonyolultabbá vált a hegységről és közelebbi területeinkről alkotott földtani kép századunk első felében a hegység különböző részein — főleg nyersanyag kutatás céljából — végzett, helyi felvételező munka eredményeként. Ennek részben az is az oka, hogy a felvételező geológusok — kivéve egyes kiemelkedő kutatókat, pl. PÁLFY — a múlt század geológusaitól eltérően helyi viszonyok vizsgálatából, kis területre vonatkozó földtani megállapításokból indultak ki, és azt próbálták a hegység egészére érvényesíteni. Soknak közülük nem volt lehetősége, hogy a kárpáti harmadkori hegységeket bejárja, de még az egész Tokaji-hegységet sem ismerte. A részletfelvételekből a hegység felépítésére vonatkozóan sok ellentmondás adódott.

Századunk első évtizedében WENDEBORN G. T. brádi bányamérnök (1905) közölt először adatokat a frankfurti bányászati központhoz benyújtott jelentésében a telkibányai érces telérek kifejlődésére és természetére. Megállapította, hogy az ércesedés teléres jellegű. A telérek összes kitöltése változó vastagságú, átlagosan 30–40 cm. Az ismert telérek száma — véleménye szerint — a Gyepű-, Rózsa- és Kánya-hegyen a későbbiek során jelentősen növekedni fog, ha említett területet egy több km hosszú, Ny–K-i irányú harántárával megkutatják.

WENDEBORN gondosan megmintázta a Mária-táróban feltárt Lobkowitz-, Jószerencsét- és Jupiter-teléreket, ez alapon a Mária-táró átlagos aranytartalmát 4,05 g/t-ra becsülte. Hasonló mintavételt végzett a Teréz-táró-ban is. A vett minták alapján az átlagos nemesfémtartalmat a telkibányai telérek „vaskalap” övében 4–5 g/t Au-ra és 30–40 g/t Ag-ra becsülte, ami lénye-

gében helytálló, de WENDEBORN abban tévedett, hogy a Baglyas-völgyi András-bánya bejáratánál a hányón talált, dúsan ezüsttartalmú minta alapján a nemesfémtartalomnak a mélység felé való jelentős megnövekedését tételezte fel, és a telérek dőlésmenti nemesfémekben gazdag kifejlődését mintegy 300 m-re becsülte. Ezért készletbecslése messze túlhaladta a valóban rendelkezésre álló nemesfém készletet.

Századunk első felében PÁLFY M. volt a telkibányai érces terület egyetlen kutatója, aki a kárpáti arany-ezüst bányák ismeretében vizsgálta a telkibányai ércesedést. Ennek megfelelően megállapításainak egy része helyes és ma is általában érvényes. Sok megállapítása azonban elvi elképzeléseinek sematikus alkalmazását tükrözi a telkibányai érces területen is. Így helyesen állapította meg, hogy a régi bányászati kutatás tárgyát képező legfelsőbb szintek az oxidációs zónába esnek és ezen a szinten a telérek anyagkitöltése legtöbbször vörös okkeres-agyagos, ritkábban kvarcos. A telérfal azonban jórészt kovás. A gypű-hegyi András-bánya legmélyebb szintjeit PÁLFY már a redukciós övbe sorolta. Kisebb módosítással ma is helytállóak a vulkáni fázisokra vonatkozó megállapításai és kőzettani vizsgálatai. Az érces teléreket magába záró ún. „amfibolos trachit” káliföldpáttartalmát először ő ismerte fel.

Századunk első felében a telkibányai területnek, illetve a Tokaji-hegység É-i részének több évtizeden át működő geológusa LIFFA AURÉL volt. Földtani munkájának eredményeit számos kisebb-nagyobb dolgozatban (1920—23, 1925—28, 1927—28, 1933—35, 1943) és három monográfiában (1951, 1953, 1955) rögzítette.

„Telkibánya környékének földtana és kőzettana” című monográfiájában (1953) helyes geomorfológiai jellemzést ad. A terület legjellemzőbb tektonikus vonala a Hernád völgye, amely nagy É—D-i törésvonal mellett alakult ki. A Hernád-völgy lejtése területünkön csekély, kilométerenként 1,5 m. Ezért a Hernád Zsujtától Vizsolyig meanderszerűen kanyarog.

Telkibánya közvetlen környékének völgyei — újabb eredményektől eltérően — LIFFA szerint uralkodóan eroziós s csak alárendelten tektonikus eredetűek. Helyesen ismerte fel azonban, hogy az ÉNy—DK-i irányú telkibányai völgy, amely Hernád völgyére csaknem merőleges, szintén tektonikus. A szintkülönbség, amely a törés mentén elvetett D-i és É-i riolittufa rétegek között megállapítható, mintegy 30—35 m-re tehető. A törés a riolittufába zárt kövületek alapján a szarmata után következett be.

A Hernád-völgy bal partján a vulkáni tömeget szegélyező alacsony dombvidéken LIFFA két teraszt jelölt ki. Az egyik mintegy 40—50 m magasságban helyezkedik el a Hernád völgye felett, a Göncötől D-i irányban megszakítás nélkül majdnem Göncruszkáig, É-i irányban csaknem Zsujtáig húzódik. Jelenlétét ezen a Gönc—Hidasnémeti vasút ezen a terazon halad. A másik terasz az előbbtől K-re a gönci szőlők felé mintegy 100 m-rel magasabban fekszik és megszakításokkal majdnem Hejcéig nyomozható. LIFFA pleisztocén terasznak tekintette a Telkibánya közelében, a Gúnyakút majortól csaknem a Gypű-hegy tövéig húzódó, kavicsos borított területet is.

LIFFA (1953) a Telkibánya környékét felépítő képződményeket két csoportban, üledékes és eruptív képződmények címen tárgyalta.

Az üledékes kőzeteket — LIFFA szerint — szarmata és pleisztocén rétegek képviselik. A szarmata rétegsort uralkodóan elegyesvízi képződmények: agyag, homok, riolittufit alkotják. A szarmata rétegek legszebb kövületes feltárását a gönci Pukkanc-malom közelében és a Szabadföld-major mellett találta.

A szarmata agyagra a külszíni előfordulások egy részében a szarmata rétegtörés zárótagjaként riolittufa települ. A pleisztocén képződményeket a terület-lankás dombjait borító kavics, lösz és nyirok képviseli. A holocén elterjedése a Hernád árterületén kívül csak néhány patakmederre szorítkozik.

Részletes mikroszkópi- és kémiai elemzés alapján Liffa a vulkáni képződmények következő típusait különítette el:

andezit:	riolit:
a) piroxéndandezit	a) ortoklász tart.
b) amfibólandezit	b) plagioklász tart.
c) zöldköves andezit	c) ortoklász-plagioklász tart.
d) riolitos andezit	
andezittufa	riolittufa
dacit	trachit

Utóvulkáni hatásként LIFFA alunitosodást, kovásodást és kaolinosodást különböztetett meg. A limnokvarcit a szarmata vulkánosságot követő kovasavas hidrotermákból származik. Hévíforrásokból lerakódott opál a telkibányai területen változatos formában jelentkezik.

LIFFA is megállapítja (1955), hogy a telkibányai ércesedés teléres jellegű. A telérek kitöltését — véleménye szerint — a szereplő ásványok kis száma jellemzi. Az ércásványok között csak a ritka termés Au-t, emellett antimonitot, piritet és szideritet említ. Nem érces ásványként a gazdag változatokban és kristálycsoportokban előforduló kvarcot, másodlagos ásványként a gipszet, malachitot, antimonokktert, stiblitet, cervantitot sorolja fel. A pirit az érces kitöltéseken kívül a mellékkőzetet is impregnálja. Az Au uralkodóan a pirithez, ritkábban, más szulfidokhoz kötött.

A telérek csapását — helyesen — általában É—D-nek adja meg. A telérek közel függőlegesek, vagy meredeken K-re vagy Ny-ra dőlnek. Az összes telérek az oxidációs zóna jellegét mutatják (LIFFA 1955), anyagkitöltésük vashidroxidban gazdag, a fincman elosztott vastartalom a telérek egységes kitöltését gyakran rózsaszínűre festi.

Adatok a terület földtani és teleptani megismeréséhez 1945—50 között

Az ország 1945 után megindult nagyarányú ipari fejlődése ásványi nyersanyagaink kutatásának kérdését ismét előtérbe helyezte. Só, kén, érc és egyéb ásványi nyersanyagok felkutatására irányuló megbízással számos geológus dolgozott a hegységben. Felvételi munkájuk nemcsak a keresett nyersanyag előfordulási körülményeire és várható lehetőségeire adott hasznos adatokat, hanem számos értékes földtani adattal is gazdagította a Tokaji-hegységről alkotott képet.

Közelebbi területünkről pirit-kutatási, illetve a nemesfémbányászat felújítására irányuló megbízással 1947—50 között BEM B. (1950), LENGYEL B. (1948), LIFFA A. (1947—1950), POLLNER J. (1948) és SCHRÉTER Z. (1948), majd SCHERF E. (1949—50) és SZÉKYNÉ FUX V. (1950) végzett felvételező munkát.

SCHRÉTER Z. (1948) PÁLFYval és LIFFÁval szemben helyesen állapította meg, hogy a terület valamennyi felszíni képződménye, üledék és vulkanit egyaránt a szarmatában keletkezett. A telkibányai (érc-) pirit-hintéses öveket (Hasdat-völgy, Zöldmáj-major, Baglyas-völgy, Nyírkúti-völgy) részletesen tanulmányozta és új adatokkal gazdagította (SCHRÉTER Z. 1948).

A nemesfém-tartalmú telérek keletkezésével részletesen LENGYEL E. (1948) foglalkozott. Helyesen állapította meg, hogy azok általános csapásiránya a hegység főtektonikai irányával megegyezik, s hogy az ércesedés központja a Kánya-hegyen, ill. a Gyepű-hegyen van. Ezzel szemben bányászati kutatásaink megcáfolták azt a megállapítást, hogy a riolitot érte nagyobb arányú ércesedés, és a kisebb tömegű andezitben csak alárendelt ércesedés figyelhető meg.

POLLNER J. (1948) különösen hangsúlyozza, hogy a kutatásnak nemcsak a SCHRÉTER Z. által is vizsgált Hasdat-völgyi ércimpregnációs zónák felkutatására, hanem az András-, Lobkowitz-, Jószerencsét-, Jupiter-telér le nem fejtett részeinek megvizsgálására is kell irányulnia.

Mindezek alapján indult meg 1950 nyarán a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából SCHERF E. részletes (1 : 10 000) földtani térképező munkája, amelynek eredményeit már eddig is számos jelentésben (Földtani intézeti adattár) és a Nemzetközi Geokémiai Konferencia (1959) kiadványaiban megjelent rövid ismertetésben foglaltuk össze. A felvételező munka már 1950 nyarán is fontos új eredményeket hozott. SCHERF E. már akkor megállapította, hogy a telkibányai terület felszíni felépítésében egy fő andezit-fázis játszik szerepet, és az ércesedés a később pontosan felismert kálitrachittal a legszorosabb genetikai kapcsolatban áll.

A földtani kép, amelyet 1950-ben a bányászati kutatások és napjainkig folytatott részletes térképezés megindítása előtt, a területen dolgozó geológusok munkája alapján felvázolhatunk, röviden összefoglalva a következő:

A Tokaji-hegység vulkáni kitörése a tortonban kezdődött, és a szarmata végéig tartott, sőt helyenként átnyúlt a pannonba is. A hegység jelenlegi formáját a pannon óta végbemenő fokozatos kiemelkedésnek köszönheti. A vulkáni működés csak alacsony andezitből álló dombokat hozott létre, melyek a riolitos vulkáni törmelékkel borított síkból alig emelkedtek ki.

A riolit a telkibányai területen különösen elterjedt. A változatos vulkáni képződményeket többszörösen ismétlődő andezit- és riolit-kitörések hozták létre.

A vulkáni sorozatot kőzettanilag legrészletesebben LIFFA jellemzi, de ő is csak az ortoközeteket tárgyalja. LIFFA főtípusként andezitet és riolitot különít el, az andezit egyik altípusaként említi a zöldkövesedett andezitet, s a riolitok között a trachitot. A trachitnak, helyesen a kálitrachitnak az ércesedésben játszott fontos szerepe egyáltalában nem volt ismert. Az ércesedés természetére vonatkozólag sem volt egységes, előzetes vizsgálatokkal gondosan megalapozott vélemény.

WENDEBORN helyesen állapította meg, hogy az ércesedés teléres jellegű. A terület legjobban hozzáférhető, s a régiek által termelt szintjeit az oxidációs szintbe sorolták (PÁLFY).

Megállapították, hogy a nem nagy vastagságú (20–60 cm) teléreket a gyakorlati mennyiségű nemesfém-tartalmon kívül az ásványfajokban való szegénység jellemzi (LIFFA). Túlzottak voltak azonban e telérek csapásmenti kifejlődésére vonatkozó adatok és annak a feltételezése, hogy a nemesfém-tartalom a mélység felé emelkedni fog. Utóbbi fő oka az, hogy a Telkibányán az ún. „cementációs zónát” a Hernád folyó vízszintjéig számították.

Az ércásványok mikroszkópos vizsgálatára, az ásványparagenezis megállapítására, az ércteléreket kísérő mellékkőzet részletes vizsgálatára nem került sor. Tervszerű részletes mintavétel a telérek feltárt részéből nem történt.

A telkibányai érces terület földtani felépítése a legújabb vizsgálatok tükrében

A telkibányai érces terület földtani felépítésének megismerését 1950 után SCHERF E. részletes térképező munkája jelentős eredményekkel gazdagította. Földtani felvételező munkája csak a régi nemesfémbányászat legmélyebb szintjéig terjedt ki. Ez időben ennél mélyebb természetes, illetve mesterséges feltárás nem volt ismert. Csak felszíni térképezésének befejezése után került sor, a telkibányai bányászati kutatások kiegészítéseként, a *Telkibánya 2.* szerkezetkutató fúrásra, amely a felszínről eddig nem ismert, idősebb vulkáni összlet jelenlétét is igazolta. Emellett — az előző fejezetben említett — a hegység területén lemélyült egyéb szerkezetkutató fúrások, a nagyszámú térképező fúrás, valamint a hegység egészen végzett nagyarányú földtani térképező munka jelentősen segítette érces területünk eddig nem ismert, mélyszinti földtani felépítésének megrajzolását.

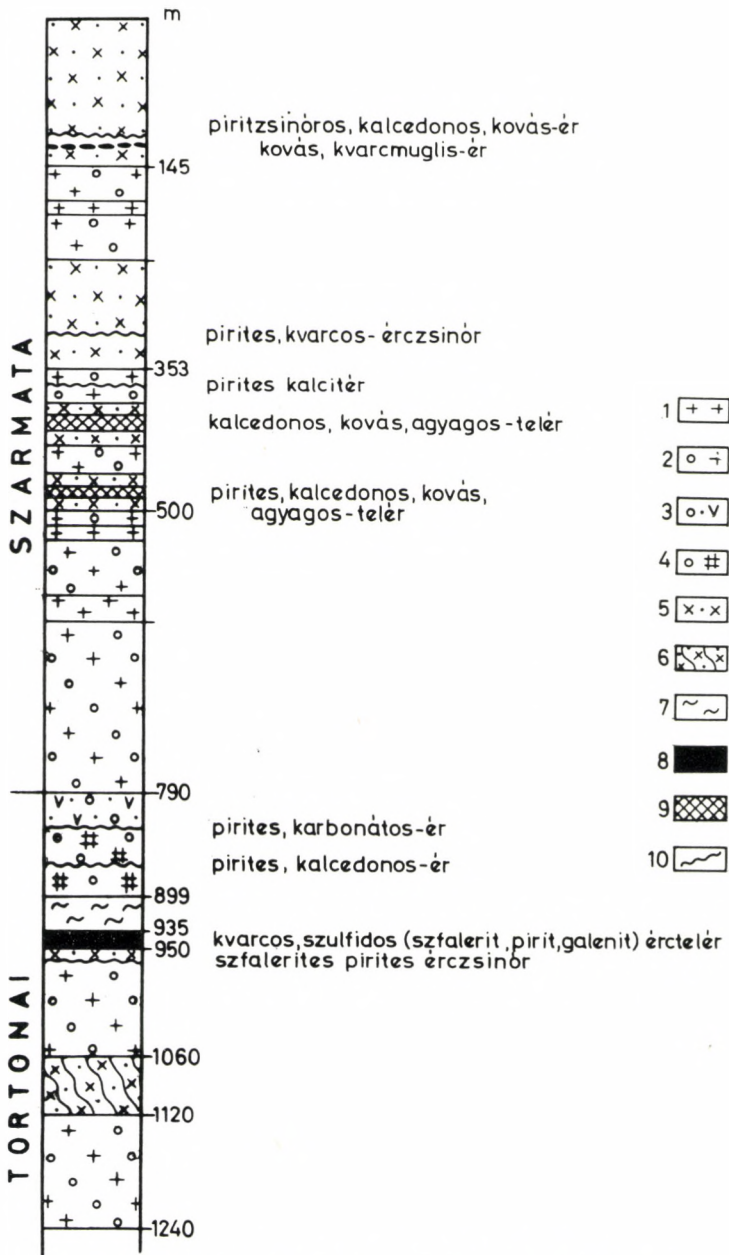
Ha a telkibányai terület földtani felépítését a Tokaji-hegység földtani felépítésének tükrében vizsgáljuk, a hidrotermális ércesedés helyi kialakulását több fontos földtani körülmény szerencsés összejátszásának tulajdoníthatjuk.

A Baglyas-völgyben lemélyített Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás 1240 m-ig az alaphegységet ugyan nem érte el, de szeizmikus refrakciós medencealjzat-kutatások (LÁNYI J. — SZALAI I. 1965), hegységi egyéb mélyfúrási adatok, csekély felszíni kibúvások alapján arra lehet következtetni, hogy a telkibányai érces terület a Tokaji-hegység három mélyföldtani egységének (PANTÓ G. 1968): a Veporida típusú kristályos, Szendrői típusú ópaleozoós és a Zempléni újpaleozoós-mezozoós alaphegység érintkezése felett alakult ki. Így rokon vonást mutat valamennyi késő-alpi ércesedésünkkel (Nagybörzsöny, Gyöngyösoroszi) és más kárpáti ércesedésekkel (Körmöcbánya, Nagybánya, Felsőbánya, Verespatak stb.), amelyekre egyaránt jellemző, hogy az őket létrehozó andezites-dacitos vulkanizmus, a paleozoós és mezozoós szerkezeti egységek érintkezése felett jelentkezik.

A másik igen fontos földtani momentum, hogy a Szendrői típusú paleozoikum és a Zempléni újpaleozoós, mezozoós alaphegység érintkezése feltehetőleg a telkibányai ércesedést kialakító tektonikai vonallal esik össze.

A terület részletes felvételezése (SCHERF 1950 — 1955) kizárólag szarmata képződmények jelenlétét rögzítette. Az, hogy a terület mélyszinti felépítésében tortonai képződéseknek is fontos szerepük van, szintén csak a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásból tűnt ki.

A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás alapján az is kitűnik, hogy az 1240 m-ig át nem harántolt tortonai összlet a vártnál lényegesen vastagabb és csaknem kizárólag vulkáni képződményekből (3. ábra), mégpedig uralkodólag andezitből (1240 — 935 m között a fúrásban) áll. Az andezit vastagsága már önmagában is 305 m-t jelent. Ha ehhez — hegységi analógiák (Tállya 15. sz. fúrás) alapján — hozzászámítjuk az agyagmárga fedőjében jelentkező pro-



3. ábra. Telkibánya 2. földtani alapfúrás szelvénye
(Összevont rétegsor az érces képződmények feltüntetésével)

Jelmagyarázat: 1 – piroxénortoandezit, 2 – hipo (propilit)- és metaandezit, 3 – riolittufogén propilit, 4 – dacitogén propilit, 5 – szulfokálitrachit, 6 – szfalerit-zsinóros, pirites kálitrachit, 7 – agyagmárga, 8 – kvarcos, szulfidos érc-telér, 9 – pirites, kalcédonos agyagos telér, 10 – pirites, karbonátos, v. pirites, kalcédonos ércsinór

pilitisedett dacitot és riolituffát, akkor a harántolt tortonai vulkanitok vastagsága a 400 m-t meghaladja.

A Csereháton, illetve a Tokaji-hegység Ny-i peremén végzett szeizmikus-refrakciós mérések adatai szerint az alaphegység csak 2000 m mélységben helyezkedik el, így a feltételezhető tortonai vulkáni összlet még a fent megadottnál is vastagabb lehet. Ezt összevetve a Baskó 3. perspektivikus mélyfúrás adataival kitűnik, hogy a tortonai vulkáni tevékenység a hegység középső részén volt a legnagyobb intenzitású.

Az andezitösszlet felett 35 m-es vastagságban sötétszürke kövületes agyagmárga települ, amely makro- és mikrofauna-vizsgálatok alapján normális sótartalmú tengeri környezetben keletkezett, s hegységi analógiák alapján felső tortonai. Általános hegységi elterjedését más szerkezetkutató mélyfúrások, sőt a hegység ÉK-i sarkában kisméretű felszíni kibúvások is igazolják. Finomszemű, szerves anyagban gazdag, sötétszürke, kemény self-üledék jelentős karbonáttartalommal, termikus vizsgálatok alapján leginkább illites agyagásvánnyal, rossz megtartású szenedesett növényi maradványokkal. Keménysége (ZELENKA T. 1964) nem karbonátos vagy kovás cementációra, hanem rétegeterhelés hatására előálló rétegtömörödéssre és kisebb mértékű epigenetikus átalakulásra vezethető vissza. Vastagsága 35 m, más a hegységekben harántolt mélyfúrási értékekhez viszonyítva nem nagy (Füzérkajata 2.: 146 m, Tállya 15.: 188 m, Velejte 1.: 500 m), de rendkívül fontos, hogy az egyik legmélyebb ilyen jellegű kifejlődés a hegységben. A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás — 545 m-ben (tsza) ütötte meg. Ez az érték a tortonai képződmények mai felszínéhez (+ 580 és — 505 m) több mint 1000 m szintkülönbséget jelent.

Mindebből két alternatív következtetést lehet levonni. A tortonai paroxizmust a Telkibánya—Baskó közötti vonalon É—D-i irányú elnyújtott kaldera-képződés követte, illetve a Telkibánya—Baskó közötti vonalon, a hegység centrális részén a tortonai intenzív vulkáni tevékenységgel egyidejű besüllyedés tartott lépést, amely a hegység tengelyének É-i részén egy vulkanotektonikus árok kialakulásához vezetett (PANTÓ G. 1966).

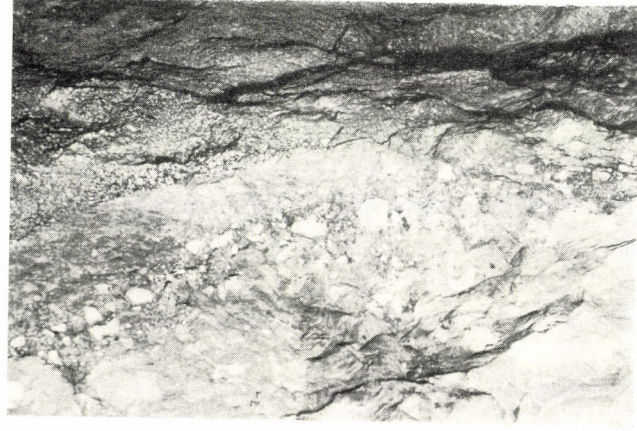
Érces területünk mélyszinti kifejlődésére vonatkozó újabb adatok ismeretében meg kell állapítanunk, hogy a harmadkor előtti aljzat elrendeződése, a hegység, közelebről érces területünk tortonai fejlődése alapvetően meghatározta a terület további alakulását, szerkezeti elrendeződését, ércesedésének kialakulását.

PANTÓ G. (1964) Tokaji-hegységi, Ny—K-i irányú szelvényében érces területünk mélyszinti felépítésében hegységi analógiák alapján nagyméretű szubvulkáni testet tételez fel. Ezt a feltételezést az andezit szöveti-szemcsenagysági vizsgálata is igazolta. A szemcsenagysági görbékéből jól kitűnik, hogy a tortonai andezit egyenletes kristályosodási körülmények között jött létre. Görbéje a szubvulkáni kőzetekre jellemzően egymaximumos, meredek. Kristályossági foka nagy, üveget csak kivételesen tartalmaz, a pilotaxitos és mikroholokristályos porfirok szövet közti átmeneti típust képviseli.

A nagy vastagság és nagy mélységű megjelenés mellett érces területük tortonai kifejlődésének harmadik speciális jellege, hogy az egész vulkáni összlet erőteljes hipo-metaátalakulást (propilitosodást) mutat klinoklórral, szericittal, pirittal, igen sok karbonáttal és epidottal. Utóbbi a propilit Korzsinsz-kij-féle nagyobb hőmérsékletű kifejlődéséről tanúskodik. Mindezekhez járul még a propilitok gyakori megnövekedett K_2O tartalma (l. a mellékelt fúrási szelvényeket), az andezitogén kálitrachit (kálimetaszomatit) megjelenése a



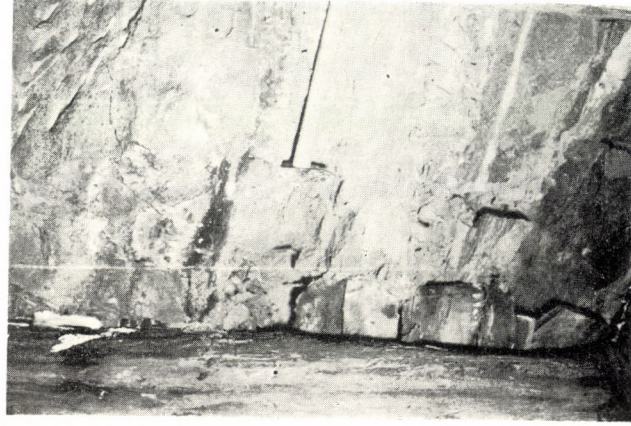
1



2



3



4

vulkáni összletben. Külön jelentőséget ad ennek, hogy a kálitrachit 934—950 m között jelentős vastagságú, az ércesedés mélyszerinti kifejlődését igazoló szfalerites-galenites kvarcos telért kísér.

Az ércesedésnek és az őt bezáró andezitogén propilit-kálimetaszomatit részletes tárgyalására még visszatérünk, itt csak a tortonai andezites működés helyi speciális kifejlődését kívántuk vele jellemezni.

A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás további rétegsora szerint a tortonai dacitogén propilit fokozódó kisavanyodással, riolitpiroklasztikum szórással megy át a szarmata vulkáni tevékenységbe. A hegység más területeihez hasonlóan a szarmata kezdetét a telkibányai területen is általános regresszió, a tenger fokozatos kiévesedése jellemzi, amelyről elsősorban a Ferdinánd-altáró 1 km-es kitűnő üledékes feltárása tanúskodik. Fő térszínformáló tényező marad azonban a telkibányai területen a vulkáni tevékenység anyagszolgáltatása, amely az andezites összlet fokozatos növekedését eredményezte. Az andezites komplexum fokozatos növekedésével a már a tortonai idején megindult szakaszos besüllyedés haladt párhuzamosan. Mindez azt eredményezte, hogy a szarmata bázisa Telkibányán — ha a riolittufát és dacitogén propilitot a tortonaihoz számítjuk — 436 m, a szarmatához számítva — 545 m, tehát jelentős mélységben helyezkedik el.

A telkibányai területen a szarmata bázisát képező, ún. savanyú piroxénandezit a hegységformáló, egyben a régi nemesfémbányászat érchozó kőzete. Petrográfiai, petrometallogenetikai fejlődését az ércesedés tárgyalásánál ismertetjük. Kifejlődésének jellemzésére itt csupán annyit jegyzünk meg, hogy a szarmata andezit-összlet a Telkibánya 2. perspektivikus fúrásban a Baglyas-völgy talpszintjétől (353,75 m tszf) — 436 m tsza-ig tart, összvastagsága 790 m. Ha ehhez hozzávesszük, hogy a Baglyas-völgy és a környező érces kifejlődéseket, teléreket tartalmazó csúcsok között még 300 m szintkülönbség van, akkor az ércesedés központi területén a szarmata ún. savanyú andezit-összlet vastagsága is több, mint 1000 m.

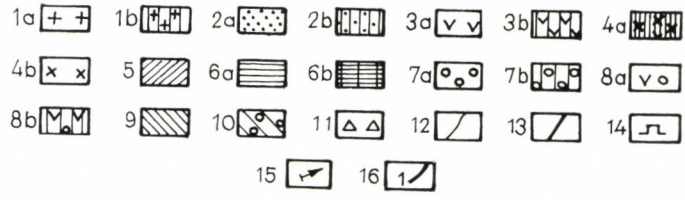
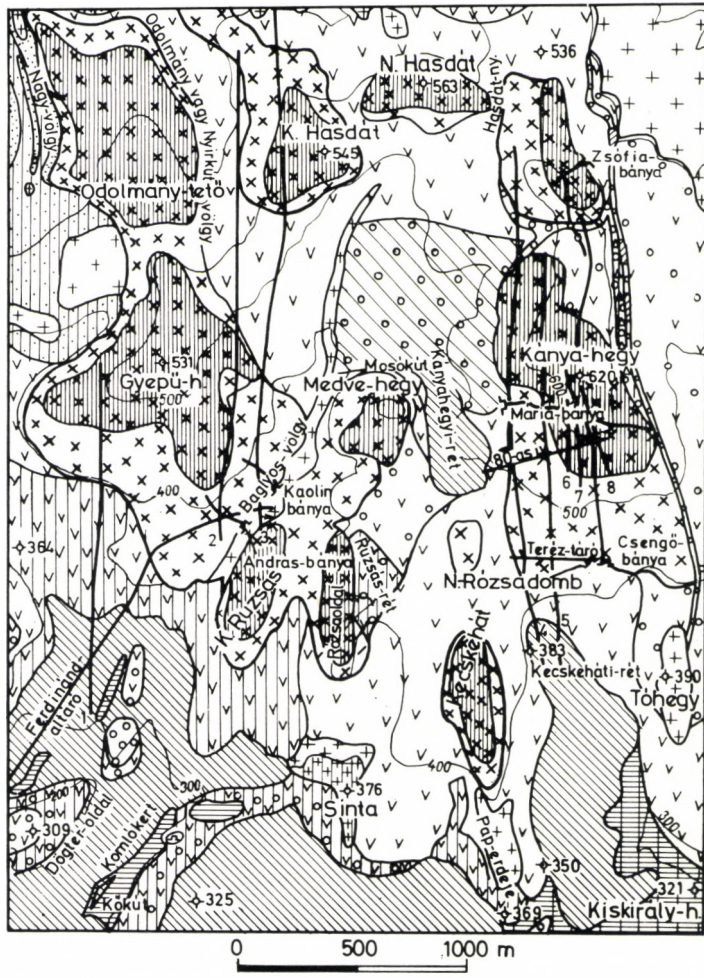
Ez azonban csak a hegység centrális részére, pontosabban a Telkibánya—Baskó közötti beszakadásos területre, a Telkibánya—Baskó közötti „vulkanotektonikus árokra” érvényes. A telkibányai sekélytérképező fúrások tanúsága szerint a tektonikus árok szegélyi részén a szarmata bázisa magasabban van és a szarmata andezites összlet lényegesen kisebb vastagságú.

A savanyú piroxénandezitre a tortonai andezithez hasonlóan az ércesedésrel kapcsolatos hipo- és metakifejlődések rendkívül jellegzetesek.

A savanyú piroxénandezitre a Ferdinánd-altáró kitűnő 1 km-es feltárásában finoman rétegzett szürke agyagos-homokos, sárga agyagos-homokos, rendkívül mozgalmas üledékképződésről, heves vulkáni tevékenységről tanúskodó (I. tábla) rétegsor települ (l. melléklet). Makro- és mikrofauna (Molluszka,

I. tábla

1. Ferdinánd-altáró, bejárattól 612 m, D-i oldal.
Szürke agyag és horzsaköves riolittufa váltakozása a szarmata üledékösszletben.
2. Ferdinánd-altáró, bejárattól 618 m (főte).
Heves vulkáni tevékenységről tanúskodnak a durva és finom riolittufa lapillik a szürke szarmata agyagban.
3. Ferdinánd-altáró, bejárattól 880 m, D-i fal.
Fehér riolittufa és sötét andezit lapillik a szürkésbarna szarmata agyagban.
4. Ferdinánd-altáró, bejárattól 1050 m, D-i fal.
Homokos pad a szürke szarmata agyagban.



4. ábra. A telkibányai érces terület vázlatos földtani térképe (Scherf E. felvétele alapján)

Jelmagyarázat: Szarmata: 1/a – (amfibolos) piroxénandezit, 1/b – ua. nyirokfedővel, 2/a – andezittufa és agglomerátum, 2/b – ua. nyirokfedővel, 3/a – riolit-, 3/b – ua. nyirokfedővel, 4/a – kálitrachit 10–14% K₂O-tartalommal, 4/b – kálitrachit 8–10% K₂O-tartalommal, 5 – kvarcpala, 6/a – homokos iszap és agyag, 6/b – ua. nyirokfedővel, 7/a – kavics és homok (partmenti lerakódás), 7/b. – konglomerátum és homokkő kovás kötőanyaggal, 8/a – riolit-tufa (horzszaköves, helyenként bentonitosodott), 8/b – ua. nyirokfedővel. Pleisztocén: 9 – nyirok és lösz, 10 – törmelék-kúp (nyirok kálitrachittal). 11 – kőtenger, 12 – ércételér (számmal), 13 – táró, vágat, 14 – táróbejárat, 15 telér-dőlés, 16 – 1. – Jörménység-telér, 2. – András-telér, 3. – János-telér, 4. – Lobkowitz-telér, 5. – Józserencsét-telér, 6. – Brenner I. telér, 7. – Brenner II. telér, 8. – Jupiter-telér

Foraminifera) vizsgálatok szerint a rétegsor csökkentsósvízű üledékképződésre utal. KORECZNÉ LAKY ILONA mikrofauna vizsgálatai szerint a finoman rétegzett üledék a szarmata emelet mélyebb szintjébe tartozó meleg, sekélytengeri lerakódás. Az egyidejű heves vulkáni tevékenységről a mikromineralógiai vizsgálatok (CSÁNKÉ) is tanúskodnak (riolitos és andezites eredetű nehéz ásványok, horszakő-felhalmozódások). A metamorf eredetű nehéz ásványok (gránát, disztén, aktinolit, muszkovit) pedig az üledékes anyagnak az É-i kristályos pala területéről való származását is bizonyítják.

A sötétszürke agyag nagyszámú 2–4 cm-es durva, fehér horszakövet tartalmaz (I. tábla). A víz színén úszó horszakő vízzel való telítődés után az agyagos szedimentációjú tengerfenékre süllyedt le, majd a tengervíz hatására enyhe halmirolitikus átalakulást szenvedett. A DTA-vizsgálatok uralkodóan montmorillonitos átalakulást mutatnak.

A szarmata andezites tevékenységgel összeszövődő, de területünkön általában fiatalabb, riolitos képződmények Pantó G. szerint (1966) főtömegükben ártufa jellegűek, és a hegység riolitos képződményeire jellemzően az ÉÉK–DDNy-i csapású felszakadásokat követik. Súlypontjaik ÉK-felől általában Ny-felé tolódnak el. A Bodrogkeresztúr–Telkibánya vonalába eső riolitokra felsőszarmata kort állapít meg. Utóbbi megállapítása egyéb földtani megfigyeléseinkkel jól egyezik.

A riolitos összlet a telkibányai völgytől É-ra általában vékonyabb. Már SCHERF E. (1950–51) is megállapította, hogy a látszólag riolitból felépülő Nagyszró oldalán a vékony riolitlepel alól – mint egy tektonikai ablakban – kibukkan az andezit. A földtani térképezés és a térképező fúrások tanúsága szerint É-ra mintegy 6–90 m vastag összletet jelent. A Telkibányától D-re mélyített fúrásokban viszont még a 200 m-es térképező fúrások (Telkibánya 6., 7.) sem érték el a bázisát. Utóbbi összletre perlit, perlitsávós riolit megjelenése jellemző.

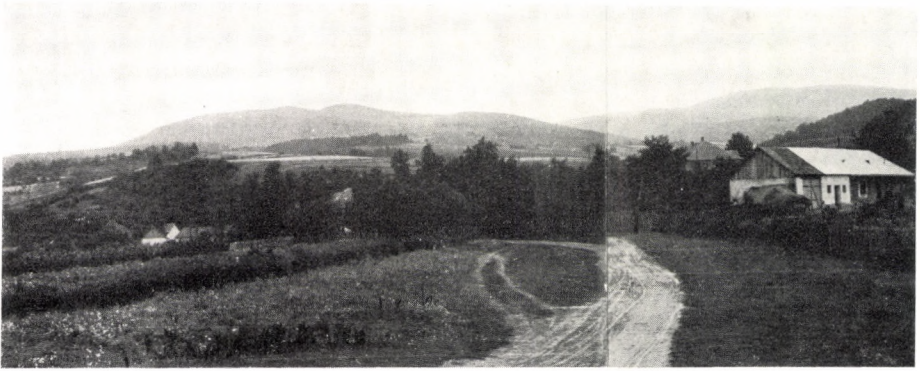
Eddigi adataink szerint a riolit Telkibányán mint ércbefogadó és érckísérő kőzet alig szerepel. Ez azt bizonyítja, hogy az ércesedésben csak közvetett szerepe van. A riolitos tevékenység megindulása a magmakamrák részbeni kiürítésével kedvezően befolyásolta a telkibányai „tektonikus árok” további bemélyülését, hidrotermális tevékenységének fokozódását.

A riolitnál fiatalabb riodácit (Vashegy), dácit, amfibolandezit, lemezes piroxénandezit lokális megjelenése a magmakamrák kiürítését teljessé tette és a vulkáni tevékenység végső fázisát jelenti.

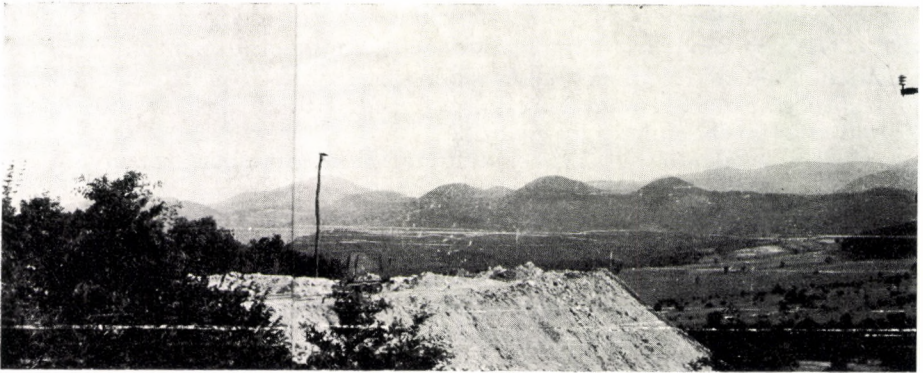
A fedő szarmata-pannon üledékes összlet tufás, agyagos, homokos kőzetekből, homokkőből áll (4. ábra).

Az ércesedés területi elterjedése és teleptani jellege

A bányászat főterülete Telkibánya községtől ÉK-re mintegy 2,2–3,5 km távolságra van. A bányaterületet a Baglyas-völgy egy kisebb Ny-i és egy nagyobb K-i bányamezőre különíti el. A Ny-i bányamező telérei a Baglyas-völgytől Ny-ra a Gyepű-hegyben fejlődtek ki és É-i irányban a Hasdat–Lapis-völgyig húzódnak. A nagyobb kiterjedésű K-i bányamező telérei a Baglyas-völgytől K-re, a Kánya-hegyben fekszenek (II. tábla 1. fénykép). Kisebb jelentőségű telérszerű, ércimpregnációs zónák a még keletebbre fekvő Fehér-hegyen kerültek feltárássra.



1



2

II. tábla

1. A telkibányai érces bányaterület. A Ny-i bányamező telérei a Gyepű-hegyben, a K-i bányamező telérei a Kánya-hegyben fekszenek.
2. Az érces területtől D-re fekvő riolit „kúpok” a Csengő-bánya hányójáról.

A Gyepű-hegyi fontosabb telérek Ny-ról K felé haladva a következők: Jóreménység-telér és zónája, Helén-telér, András-telér, János telér. A Kánya-hegyi fontosabb telérek: a Lobkowitz-telér, a Jószerencsét-telér, a Brenner I—II.-telér, a Jupiter-telér, Zsófia-telér és a Veresvízi-telér (4. ábra).

A több ezret kitevő horpa és a jelentős számú kutató táró jó útmutatást ad a telérek csapására, felszíni helyére, kiterjedésére. A legtöbb horpa a Kánya-hegy gerincén, Ny-i lejtőjén, ill. a csúestól ÉK-re fordul elő. De jelentős számban találunk horpákat a Gyepű-, sőt a Fehér-hegyen is.

A horpák párhuzamos sorokba rendeződve szigorú ÉD-i megsabottsággal követik, illetve keresztezik a teléreket. A Kánya-hegy Ny-i lejtőjén húzódó nagyszámú horpa elsősorban a Lobkowitz-telér kinyomozására irányult (III. tábla

III. tábla

1. A középkori bányászat maradványai, horpa sorok a Kánya-hegyen. A horpák párhuzamos sorokba rendeződve, szigorú megsabottsággal követik az É—D-i csapású teléreket.
2. A Kánya-hegy D-i lejtője a Csengőbánya hányójával.



1



2

3*

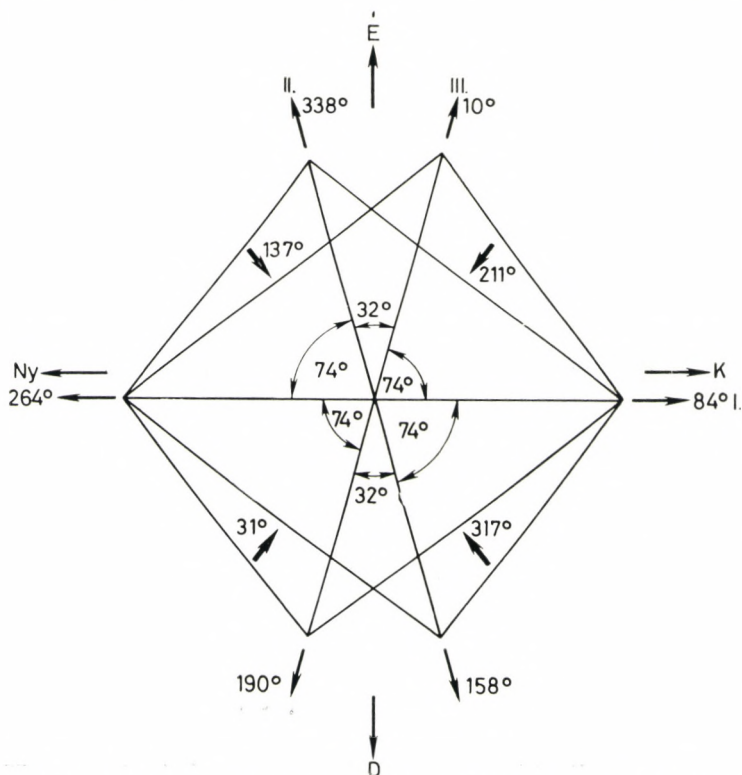
35

1. fénykép). A K-i részen sűrűsödő horpák a Zsófia-, illetve a Veresvízi-telért kutatták. A Gyepű-hegy horpái az András- és János-telért, a Fehér-hegy horpái a Mohs-bánya teléreit keresték.

A táróval történt feltárások száma jelentős. Ezek közül több ma már nem, vagy alig található fel. De sok ma is jól járható. A tárók elsősorban a Ny-i területen a Baglyas-völgyben, a Gyepű-hegy K-i lejtőjén helyezkednek el. Ilyenek a Miski-bánya, András-bánya, a Kaolin I., Kaolin II.-táró (1. a 2. és 4. ábrát).

A Ny-i bányaterülethez csatlakoznak az É-ra fekvő Hasdat-, és Lapis-völgy tárójellegű feltárásai is. A Ny-i bányamező legfontosabb bányászati feltárása, a Gyepű-hegy Ny-i oldalában az 1950-ben megindult bányászati feltárások során az alig pár 100 méteres Ferdinánd-tárónak 2300 m hosszú altáróvá való kiterjesztése. A Ny–K-i irányú Ferdinánd-altáró a régi bányászati kutatásoktól még érintetlen szinten harántolta a Gyepű-hegy É–D-i csapású teléreit (1. a 2., 4. és 20. ábrát). A Gyepű-hegy és Kánya-hegy közé D felől beékeződő Rózsadomb Ny-i lejtőjébe hajtották a Baglyas-völgyi Felső és Alsó János-tárót.

A K-i bányamező táró jellegű feltárásai közül a Kánya-hegy Ny-i oldalán fekvő Mária-bányát, a D-i oldalon fekvő Teréz-tárót, a Csengő-bányát, a Veresvízi-tárót, a K-i oldalon a Zsófia-tárót kell megemlíteni. Az 1950-ben megindított bányászati munkák Kánya-hegyi feltárásai közül a Csengő-



5. ábra. Tektonikai fő irányok Telkibánya környékén (SCHERF E. szerint)

bányai bányászati tevékenység a legfontosabb (III. tábla 2. fénykép). A bánya 350 m tszf szintjén K—Ny-i irányban hajtott ún. 80-as szinti vágat, eddig még nem ismert mélyebb szinti kifejlődésben harántolta a Kánya-hegy É—D-i csapású teléreit (l. a 2., 4. és 23. ábrát). A Fehér-hegy tárói ma nem járhatók.

A földtani térképezés, bányászati feltárások, valamint a részletes anyagvizsgálat alapján a telkibányai ércesedés kétségtelenül teléres jellegű. Az érc-hozó oldatok nem egyetlen fő kitörési csatornán, hanem több párhuzamos hasadéokban törtek fel. A Ny-i bányamező teléire általában K-i, a K-i, Kánya-hegyi bányamező teléire a Ny-i dőlés jellemző. Feltehető, hogy a hasadékokban kialakult K-i, ill. Ny-i dőlésű telérek nagyobb mélységben egyetlen telérré egyesülnek.

SCHERF E. statisztikus-tektonikai vizsgálatai alapján megállapítást nyert, hogy a völgyek iránya pontosan megegyezik az elválási lapok statisztikus méréséből megállapítható mikrotektonikus főiránnyal és az érces telérrendszer csapásirányával. Nagyszámú mérés alapján (5. ábra) a területen 3 fő tektonikai irányt állapíthatunk meg:

I. $84^{\circ}-264^{\circ}$, II. $338^{\circ}-158^{\circ}$, III. $10^{\circ}-190^{\circ}$.

A telérek uralkodó É—D-i csapása tulajdonképpen a II—III. irányszakaszok váltakozásából tevődik össze. Az I. irányú hasadékok általában ércmentesek. A kőzetelváltozási zónák is a II., III. irányokat követik.

Az érchozó oldatok tehát alpi kialakulású, uralkodóan É—D-i csapású hasadékokba rakták le ércanyagukat. Az ércanyag 14 csekély vastagságú párhuzamos hasadékot tölt meg, melyek iránya a hegység egyik legfontosabb tektonikai elemével a Hernád-vonallal párhuzamos.

Sajnálatosan az ércesedés utáni tektonikai mozgások még szét is morzsozták az amúgy sem vastag teléreket, és ezzel műrevalóságukat tovább csökkenték.

II. Az ércesedés petrometallogenezise

Érchozó magmás kőzet és ércesedés

Az érchozó, ércbefogadó magmás kőzet és az érceloszlás közti regionális összefüggés kérdése a belső kárpáti vulkáni koszorúban már előzetesen is több kiemelkedő hazai kutatót foglalkoztatott.

Így SZÁDECZKY-KARDOSS E. már 1941-ben felvetette a kérdést, miért ércgazdagok a belső kárpáti vulkáni koszorú egyes tagjai, és miért szinte ércmentesek mások. A kérdés vizsgálatánál rámutatott az érceloszlás és a vele kapcsolatos magmás kőzet kristályossági foka közötti szoros összefüggésre. A kristályos anyag és az üveg mennyiségének térfogatszázalékos viszonya szerint a vulkanitok szöveténél 5 kristályossági fokot különített el.

— Utóbbi években a magmatitok szövetét kvantitatíve és grafikusan is rögzítette (1962), sőt termodinamikailag is értékelte (1967). —

Az andezites-dacites vulkanitok esetében SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint az Au—Ag-telérek és azok galenites-szفالerites-pirites-kalkopirites kísérői 4—5 kristályossági foknál jelennek meg. A propilit kristályossági foka általában 5. Riolitos érchozó kőzet esetében a kristályossági fok kisebb, optimális átlagértéke 3,5.

A kristályossági fok alapján az érchozás növekvő intenzitása, illetve az ércesedés optimális mélysége is megállapítható (1. táblázat).

1. TÁBLÁZAT

A vulkanitok kristályossági foka a kárpáti vulkáni hegységekben

Hegység neve	Vulkanit kristályossági foka	Ércesedés
Kelemen havasok—Hargita, Börzsöny déli része	2,5—2,9	Csak exhalatív telepek, kovávasérc
Cserhát, Dunazug, Tokaji-hg., Vihorlát	3,0—3,5	Alárendelt ércesedés
Selmec—Körmöci-Érchg., Közép-Börzsöny, Mátra, Gutin, Erdélyi-Érchg.	4,0—5,0	Au—Ag-ércelérek, színes szulfidos kíséret

Természetszerűen a szerző is rámutatott arra, hogy az érchozó vulkanit kristályossági foka önmagában nem dönti el valamilyen ércformáció megjelenését, emellett sok más tényező is fontos szerepet játszik.

VENDEL M. (1948—49) általánosságban megállapította, hogy az ércesedést létrehozó vulkánosság típusosan pacifikus jellegű, amelyben csak kisebb mértékű „mediterrán beütés” figyelhető meg. (Ma már tudjuk, hogy ez a „mediterrán beütés” kálimetaszomatózist jelent.) Egyik legfontosabb faktorként VENDEL a kérdéses ércterület vulkanitjainak átlagos SiO₂-tartalma és az érce-

sedés intenzitása közötti törvényszerű kapcsolatot emelte ki. Az ércesedés intenzitása szempontjából a kárpáti neogén vulkáni hegységeket 5 fokozatba sorolta (2. táblázat).

2. TÁBLÁZAT

A vulkanitok átlagos SiO₂-tartalma és ércesedési foka a kárpáti vulkáni hegységekben

Hegység neve (ércterület)	A vulkanitok átlagos SiO ₂ tartalma %	Ércesedési fok
Avas—Gutin	61,84	5
Erdélyi-Érc-hegység	61,91	5
Selmec-Körmöci-hegység (középső rész)	64,03	5
Mátra hegység	59,39	3—4
Eperjes-Tokaji-hegység (középső rész)	65,75	3
Eperjes-Tokaji-hegység (É-i rész)	59,17	2
Selmec-Körmöci-hegység (Ny-i rész)	58,63	2
Börzsöny-hegység	57,38	2
Selmec-Körmöci-hegység (K-i rész)	57,03	1—2
Eperjes-Tokaji-hegység (D-i rész)	71,46	1—2
Hargita—Kelemen havasok	57,21	1—2
Dunazug-hegység	58,15	1—2
Cserhát	55,26	1

Optimális SiO₂-átlagként a rendelkezésre álló nagyszámú kőzetelemzés alapján 63,03%-ot állapított meg.

Általánosságban érvényes, hogy a kárpáti vulkáni koszorú olyan területei, ahol riolit, dácit, andezit együttesen lép fel, ércben gazdagok, az egyforma vulkanitokból álló nem differenciált területek (Cserhát, Kelemen-havasok) ércmentesek vagy ércszegények.

A telkibányai érces terület részletes feldolgozása alapján az ércesedés kedvező kialakulásának az érchozó kőzet petrogenetikai fejlődése az egyik legfontosabb tényezője. Az ércesedés ugyanis a befogadó kőzet keletkezésével, fejlődésével a legszorosabb kapcsolatban áll, azzal párhuzamosan teljesen összehúzódva fejlődik, attól el nem választható. A részletes kőzettani vizsgálat, a hipo- és metaátalakulások nyomonkövetése egészen az érctelérek ásvány- és nyomelem-parageneziséig azoknak a folyamatoknak a felismeréséhez vezet, amelyek a vulkanitok feküjét képező aljzat kilúgzásában, a vulkanitok formálásában, az ércanyag mobilizálásában és az érctelérek kialakításában a legfontosabb szerepet játszották.

Ezeket a folyamatokat, illetve az azokat aktiváló ágenseket (faktorokat) irányuk és jellegük szerint két nagy csoportra oszthatjuk: I. aszcendens (primér, juvenilis, hipogén) és II. deszcendens (szekundér, szupergén) folyamatokra.

Az I. esetben a folyamatokat aszcendens, a II. esetben deszcendens mobilizáció jellemzi. Az aszcendens mobilizáció legfontosabb faktora: H₂O, CO₂, S, a kovasav és kérdéses területünkön igen nagyfokú mobilizációra utalóan a K₂O is. A deszcendens mobilizáció legfontosabb tényezői a H₂O, CO₂, a felszíni agyagásványosodással kapcsolatos kovásodás és — hazai eredmények alapján területünkön is valószínűsítve — bakteriális tevékenység.

Mindezek a faktorok tevékenységüket az ércesedés előtt, alatt és után fejthetik ki. Így beszélünk:

1. ércesedés előtti prématallogenetikai,
2. ércesedést kísérő színmetallogenetikai és
3. ércesedés utáni, posztmetallogenetikai

folyamatokról.

Az uralkodó faktorok (anyagok) minősége szerint a petrometallogenetikai fejlődést előidéző folyamatoknak érces területünkön a következő legfontosabb típusait különíthetjük el: szericitesedés, kloritosodás, piritesedés, propilitesedés, epidotosodás, karbonátosodás, kálimetaszomatózis (adulárosodás), kovásodás, agyagászványosodás, alunitosodás, kisebb mértékben turmalinosodás, apatitosodás, biotitosodás. Epidotosodás, turmalinosodás, apatitosodás csak nagyobb mélységben és az epidotosodást kivéve csak kisebb mértékben jelentkezik.

Általában jellemző ezekre a folyamatokra, illetve a fenti folyamatok révén létrejött kőzet- és érces telérparagenezisekre, hogy az agensek mélységi helyzete szerint határozott mélységi övekhez kötötten jelentkeznek. Így H_2O , CO_2 mint aszcendens ágens nagyobb mélységben epidotosodást, közepes mélységben kloritosodást (propilitesedést), felszínközeli kaolinosodást idéz elő. Az aszcendens faktorok működése folytán mind az ércbefogadó kőzetben, mind az érctelérben létrejött hipogén (primér) öveket, zónákat a felszínközeli deszcendens agensek tovább módosíthatják, felszínközeli szupergén (másodlagos) övek kialakításával.

A kétféle hatás eredményeként a telkibányai érces területen, de mint a következőkben látni fogjuk valamennyi kárpáti neogén érces területen is, a kérdéses ércesedésre jellemző határozott öves elrendeződés alakul ki.

A petrometallogenetikai fejlődést előidéző folyamatok egyik, a gyakorlat szempontjából legfontosabb sajátossága ércjelző, illetve ércindikáló jellege. Az így létrejött ásványok: szericit, klorit, kvarc- és más SiO_2 -változatok, karbonátok, adulár, epidot, zoizit, alunit, pirit, biotit, turmalin stb. egyidejű jelenléte általában erőteljes hidrotermális átalakulásra, az agyagászvány minősége (kaolin, montmorillonit) az ércesedés határozott mélységi övére, erőteljes karbonátosodás Au-, a dolomit megjelenése Pb-ércesedésre utal. A kifehéredett, nagyfokú hidrolízist, kovásodást szenvedett kőzetek is jó ércindikációi, segítői az ércutatásnak.

Mindezekről a folyamatokról a 3. táblázat ad áttekintést.

A telkibányai ércesedés területén az aszcendens folyamatok legfontosabbika a mélyebb szinten regionális jellegű propilitesedés és az érces terület legmagasabb pontjait és tektonikai hasadékait, ércesedést vezető „főcsatornait” jellemző kálimetaszomatózis. Mindkettő az andezites vulkanizmushoz kapcsolódik, ami a telkibányai érces terület alkotásában — mint a terület földtani felépítésének ismertetésénél már láttuk — uralkodó. A terület kiemelkedő pontjait a szarmata andezites vulkanizmus hozta létre. Mind a szarmata, mind a tortonai andezit vastagsága a Telkibánya 2. szerkezetkutató alapfúrás tanúsága és a Csereháton–Hernád-völgyén át végzett szeizmikus refrakciós mérések szerint 1000 m-nél nagyobb vastagságú.

Az andezites vulkanizmus jelentőségét a nagy elterjedés mellett még fokozza, hogy a telkibányai érces terület legelterjedtebb telérkísérő kőzetei a propilit és kálitrachit (kálimetaszomatit) az andezittel állnak legszorosabb genetikai kapcsolatban, az andezit petrometallogenetikai fejlődésének legfontosabb fej-

Petrometallogenetikai folyamatok a telkibányai ércesedés területén

	A mobilizáció faktorai	Petrometallogenetikai folyamatok	Keletkező kőzetparagenezis
Aszcendens mobilizáció	Ércesedés előtti (prémetallogenetikus) folyamatok		
	Vulkáni működés Vulkáni működés hiposzakasza: H_2O $H_2O + S + (CO_2)$ $H_2O + K_2O + O_2$	Vulkanitképződés Kloritosodás szericitesedés Propilitesedés epidotosodás Kálímetaszomatózis (adulárosodás)	Piroxénortoandezit Kloroandezit hidroandezit Andezitogén propilit Kálitrachit (kálímetaszomatit)
	Ércesedést kísérő (szinmetallogenetikus) folyamatok		
	Hidroterma: $H_2O + K_2O + O_2$ H_2O SiO_2 S CO_2 H_2O (fokozott mértékben)	Kálímetaszomatózis (adulárosodás) Szericitesedés Kovásodás Piritesedés Karbonátosodás Illitesedés kaolinitesedés	Kálitrachit (kálímetaszomatit) Hidro-kálitrachit Szilikokálitrachit Sulfokálitrachit Karbokálitrachit Hidrovulkanit
Deszcendens mobilizáció	Ércesedés utáni (posztmetallogenetikus) folyamatok		
	Felszíni vizek: $H_2O + CO_2 + O_2$	Kaolinosodás (karbonátosodás) erőteljes kovásodással	Hidro-karbo-szilikovulkanit
	S-tartalmú utóvulkáni tevékenység H_2O vadozus vízben	Alunitosodás Montmorillonitosodás	Alunitos kálitrachit Hidro-kálitrachit ércfeldúsulás
Atmoszferiliák	Oxidáció	Oxikálitrachit	

lódési fokozatai. A köztük levő kapcsolat felismeréséhez a Gyepű-hegyi Ny-i és a Kánya-hegyi K-i érces terület számos függőleges és vízszintes bányászati feltárásának vizsgálata vezetett.

Ezért a petrometallogenetikai fejlődés sorrendjének megfelelően először a szarmata vulkanizmus termékét, a felszínt felépítő ortoandezitet, horizontális elterjedését, különböző ortofajtáit, majd a bányászati feltárások alapján fokozatos hipo- és metafejlődését, kialakuló kőzetparageneziseit (l. a 3. táblázatot) ismertetjük.

A. Ércesedés előtti (prémetallogenetikus) folyamatok

A szarmata piroxénortoandezit jellemzése

A szarmata andezites vulkáni működés ún. savanyú andezitjének ásványos, szöveti és kémiai összetételét röviden a következőkben foglaljuk össze.

Ásványos összetétel: az érces terület szarmata ortoandezitje ásványos összetétele, fenokristályai és szövete alapján a színes elegyrészek mennyiségének kisebb ingadozása ellenére is általában piroxénandezit. Mégis a színes elegyrészek mennyiségi arányai alapján még az ortoközeteken belül is több fajtát különítünk el.

a) Az augit mennyisége nagyobb, mint a hiperszténé, vagy a kettő kb. egyenlő arányban szerepel: hiperszténés augitandezit, illetve hipersztén-augitandezit. Ezek a közetek az ércesedés központjától távolabb (Borinzás, Ozsva-völgy, Hasdat-völgy, Lapis-völgy) elterjedtek (l. 2., 4. ábrát).

b) A hipersztén uralkodik, az augit mennyisége kisebb, mint a hiperszténé, alárendelt, vagy nincs. A hipersztén mellett gyakran az amfibol is megjelenik. Emellett minden átmenet lehetséges. Fő típusai a következők: augitos hiperszténandezit, augitos amfibolos hiperszténandezit, amfibolos hiperszténandezit.

Ez a közettípus különösen az ércesedés központi részén, pontosabban az ércesedés főirányának megfelelő sávokban (Szurok-hegy, Zsófia-bánya, Baglyas-völgy, Ferdinánd-altáró, Hollóháza) jelentkezik (l. a 2., 4. ábrát).

c) Kifejezett amfibolandezit Telkibányán csak alárendelten, legtöbbször a b) pontban említett amfibolos hiperszténandezittel szoros kapcsolatban található. Mindig tartalmaz kisebb-nagyobb mennyiségű piroxént, pontosabban hipersztént, és fokozatosan megy át az amfibolos hiperszténandezitbe. Ez a típus főleg az ércesedés fő irányainak megfelelően az uralkodó hiperszténandezithez kapcsolódva, az andezit szegélyi részén alárendelt mennyiségben jelentkezik. Az amfibolandezit megjelenésének másik típusa a vulkáni működés végső fázisában önálló kisméretű amfibolandezitkúpok, áttörések formájában jelentkezik.

Részletes leírásuk:

a) Augitandezit. A hiperszténmentes vagy kisebb mennyiségű hipersztént tartalmazó augitandezit jellemző típusát képviseli a Telkibányától D-re húzódó fővonulatban (Borinzás) és a Borinzástól DK-re az Ozsva-völgyben kibukkanó sötétszürke ortoandezit több mm-es makroporfiros üvegfényű földpáttal és csillogó piroxénnel. A plagioklász An-tartalma 55,63%.

A földpát után leggyakoribb elegyrész a diopszidos augit gyenge pleokroizmussal, γ/c 40°-os kioltási szöggel. A bíróhegyi előfordulás szélén amfibolo-

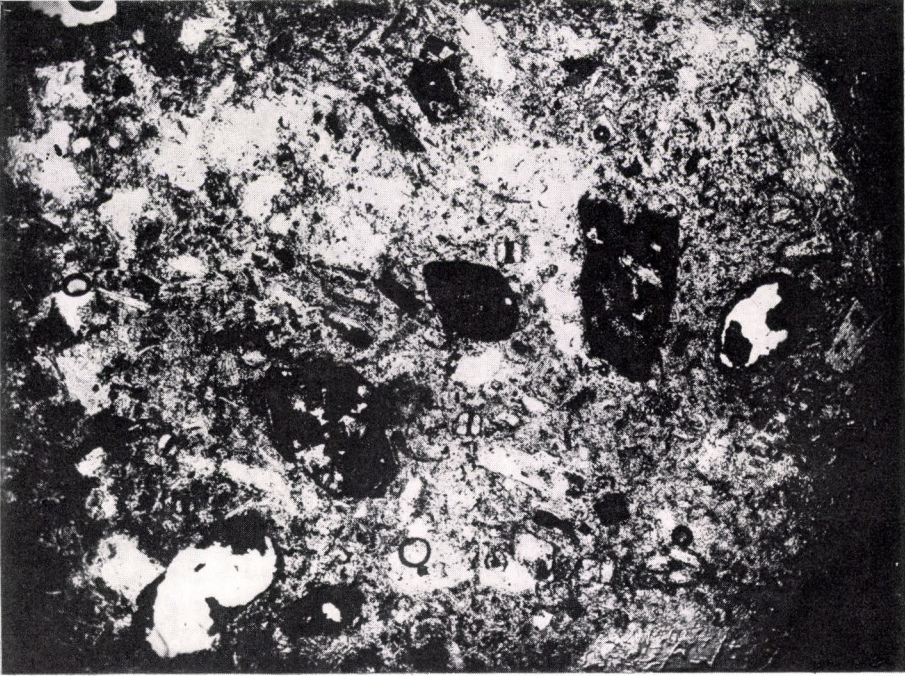
IV. tábla

1. Hasdat-völgy, Kéked. ►

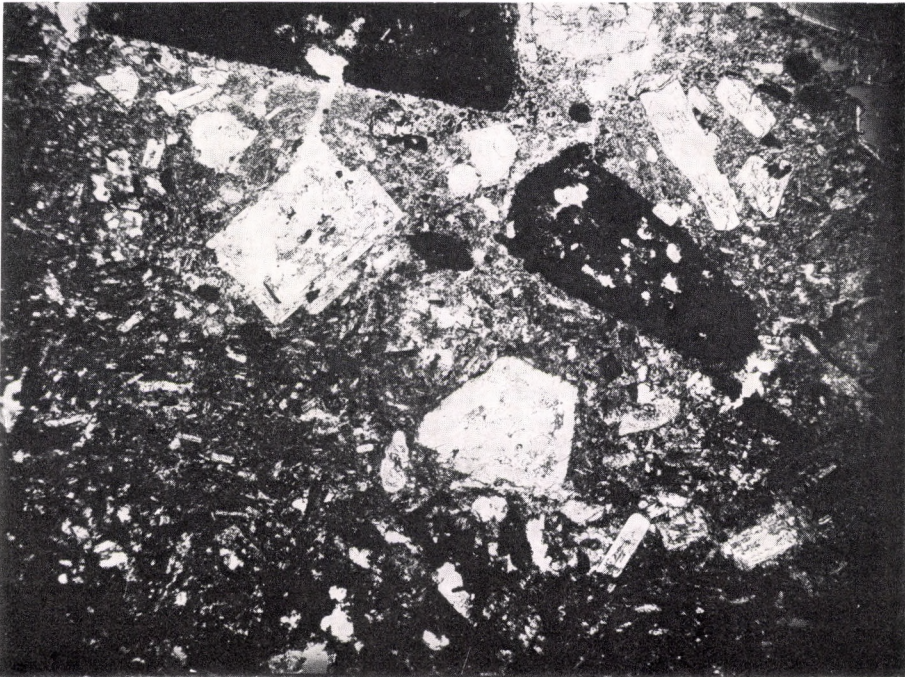
Hipersztén-augitandezit opacitosodott amfibol fenokristályokkal. Nagyítás: 35×, II Nik.

2. Rózsahegy, Telkibánya.

Amfibolos hiperszténandezit szericitesedett plagioklászokkal. Nagyítás: 35×, II Nik.



1



2

sodás mutatkozik. A szekunder amfibolnak jellegzetes barnás pleokroizmusa van. A porfiros, hipersztén alig kisebb mennyiségben szerepel, mint az augit. Pleokroizmusa jellegzetes. Gyakran az augittal orientáltan összeső. A borinzási és Ozsva-völgyi andezitben a hipersztén magnetit-, földpát- és apatitzárványokat tartalmaz.

A szövet holokristályos porfiros. Az alapanyag jórészt finomszemcsés magnetitből, apró földpát-lécekből áll. Az alapanyagban apatit, hematit is gyakori. Kémiai elemzésüket az 5. táblázat tünteti fel.

Ásványos összetétele alapján hiperszténes augitortoandezit.

A hipersztén-augitandezit egyik legjellegzetesebb típusát a Hasdat-völgy augitandezitje képviseli. Sötétszürke ortokőzet. A plagioklász ikerlemezes, gyakran zónás, több generációban jelentkezik. Az első generáció plagioklászának An-tartalma 40%; andezin. Maximális szemnagyság $2,4 \times 1$ mm. Az augit is több generációban jelentkezik, maximális szemnagysága $1,5 \times 0,7$ mm, γ/c $41-51^\circ$, diopszidos jellegű. A hipersztén, amely az augittal helyenként orientáltan összesőtt, nem tipikus, hanem ensztatitba hajló, maximális szemnagysága $1,7 \times 1,0$ mm. Mennyisége az augittal egyező. Az alapanyag hialopilites, plagioklász-lécekkel, augit-szemcsékkal, magnetit-mikrolitokkal. A színe-
sekben 1% körüli mennyiségben kaleit, epidot is jelentkezik.

b) A hiperszténandezitben az augit mennyisége kisebb, mint a hiperszténé, alárendelt vagy teljesen hiányzik. Gyakori és elterjedt a hipersztén-augitandezithez kapcsolódó típus, amelyben az augit mennyisége alig kisebb, mint a hiperszténé. A hipersztén mellett kisebb-nagyobb mennyiségben amfibol is megjelenik. Fő típusai: α -augitos hiperszténandezit, β -augitos amfibolos hiperszténandezit, γ -amfibolos hiperszténandezit.

A fő fajták között minden átmenet lehetséges. Az augitban gazdagabb fajták a Hasdat—Lapis-völgyben, a magasabb gerinceken és csúcsokon elterjedtek. Az amfibolos hiperszténandezit az ércesedés központi részén, illetve az érces zónák folytatását képező övekben gyakori.

α) Augitos hiperszténandezit sötétszürke kőzet üvegfenyű makroporfiros földpátokkal, fekete oszlopos piroxénnel. A makroporfiros földpát 1. generációjának átlagos nagysága $1-2,4$ mm, andezin összetételű. A hipersztén (átlagos átmérő $0,3-1,7$ mm) nem tipikus, ensztatitos jellegű. Augittal gyakran orientáltan összeső. Pleokroizmusa alig észlelhető. Helyenként sűrűn tele van magnetit zárványokkal, amelyek a c tengellyel párhuzamosan rendeződnek. Az augit mennyisége a hiperszténnél általában csak valamivel kisebb (átlagos átmérő $0,3-1,5$ mm), γ/c $41-51^\circ$. Az alapanyag legtöbbször hialopilites, pilotaxitos.

β) Az augitos, amfibolos hiperszténandezit jellemző képviselőjét az ércesedés központi részén a Csengőbánya 80-as irányvágata tárja fel. A nagyobb fokú meta-elváltozástól mentes andezit (l. a 6. térképmellékletet) legépebb ortováltozatát a két Brenner-telér között találjuk. A Csengő-aknától 105 m-re jelentkező csaknem fekete ortoandezit makroporfiros üvegfenyű földpátot és fekete oszlopos színes elegyrészeket tartalmaz.

A plagioklász 4 generációban szerepel. Ezek főméretei:

1. gen.	$2,1 \times 0,9$ mm,	$1,5 \times 0,6$ mm,	$1,4 \times 0,7$ mm;
2. gen.	$1,0 \times 0,4$ mm,	$0,7 \times 0,5$ mm,	$0,6 \times 0,6$ mm;
3. gen.	$0,4 \times 0,16$ mm,	$0,3 \times 0,1$ mm,	$0,24 \times 0,1$ mm;
4. gen.	$0,14 \times 0,02$ mm,	$0,12 \times 0,02$ mm.	

Albit-ikerlemezőség, karlsbadi-iker, zónás szerkezet gyakori. Az 1–2 generáció plagioklászainak An-tartalma 54%, ami savanyú labradornak felel meg. A plagioklászok épek. Csúpan egy-két beágyazáson észlelhető oldat, vagy gázhatásból eredő kioldódás.

A színes elegyrészek között leggyakoribb a hipersztén. Mérete $0,6 \times 0,3 - 0,3 \times 0,15$ mm között változik. Mindig átalakult, kloritos vagy szerpentinés. A hasonló méretű diopszidos augit mindig ép, gyakran jellemző halmazokban jelenik meg. Mennyiségben a piroxének után következik az opacitosodott amfiból. A beágyazások között egy-két korrodált kvarc szemcse is észlelhető. Az alapanyag mikroholokristályos porfiros, földpátlécból, augit, magnetit-szemcsékből áll (6. ábra).

γ) Az amfibolos hiperszténandezit egyik legjellegzetesebb kőzetét a Zsófia-bánya behatoló tárója tárja fel. A sötétszürke, majdnem fekete kőzet a táró 45 m-ben jelenik meg, üvegfényű földpát és oszlopos piroxénszemcsékkel.

A nagyméretű földpát idiomorf kifejlődésű. Üveg- és alapanyag zárványokat tartalmaz. Üvegzárványai színtelenek, téglalap alakúak, alapanyag zárványai szabálytalanok. Az ikerlemezek száma a kisebb szemcséken 5–6, a nagyobbakon 10–14 között változik. Az An-tartalom 45–48%. A plagioklász bázikus andezin, savanyú labrador, gyakran rekurrens zónákkal. A makroporfiros földpát kisebb-nagyobb mechanikai deformációt szenvedett.

A piroxént hipersztén képviseli, a *c* tengely szerint megnyúlt idiomorf kristályokat alkotva. Pleokroizmus a *c* tengellyel párhuzamosan szürkészöld, a *c* tengelyre merőlegesen világossárga. A nagyobb kristályok erősen vagy teljesen átalakultak. Harántelválásaik mentén keletkező nontronitos (biotitos) termék a hipersztén anyagát gyakran teljesen kiszorítja. A hipersztén és a belőle keletkezett pseudomorfozák állandó és jellemző kísérője, zárvénya a magnetit.

A harántelválásokra merőleges, a hasadási irányokkal párhuzamos rostos szerkezet közein élénk pleokroizmusú iddingsit észlelhető. A balatoni bazaltok olivinjeiből leírt iddingsitesedés (Vörös I. 1962) hiperszténben is létrejön oxidatív körülmények között. Nagy prizmás és kisebb (001) szerinti metaszettekben amfiból is megjelenik. Mindig erősen rezorbeált, opacitos.

Az alapanyag pilotaxitos (plagioklász-léc + hipersztén + limonit szemcséből áll), üveg alárendelt. Az alapanyag plagioklász léceinek An-tartalma kioldási szögek alapján 44–46%, a makroporfiros földpátnál kissé savanyúbb. A hipersztén második generációja az alapanyagban szintén lécalakú, gyakran elbontott, harántelválása jól felismerhető.

Kémiai elemzését az 5. táblázat tünteti fel.

c) Amfibolandezit. Az amfiból és piroxén változó aránya miatt gyakori az átmenet az amfibolos hiperszténandezit felé. A porfiros plagioklász (max. méret 3×4 mm, átlagosan $0,5 \times 0,8$ mm), 43–47% An-t tartalmazó andezin, gyakran tartalmaz magnetit, cirkon, apatit üvegzárványokat. A plagioklász hipo-meta-átalakulása (szericitesedés, kalcitosodás) gyakori.

Kémiai összetétel alapján a telkibányai andeziten belül — az ásványos összetételtől eltérően — jól jellemezhető külön fajtaakat nem különíthetünk el. Ásványos összetétele, ill. fenokristályai és szövete alapján a telkibányai andezit általában piroxénandezit. Ezzel szemben a kőzet egészére (tehát sok esetben a mikroszkóposan pontosan meg nem határozható alapanyagra is) kiterjedő kémiai elemzés szerint területünk andezitje a piroxénandezit összetételénél savanyúbb. SiO_2 -tartalma — lásd az elemzési táblázatot — 55–62,0% között

változik (62,0% fölé csak egy esetben emelkedik), átlagosan 58,83%. Utóbbi érték kiszámításánál csak azokat az elemzéseket vettem tekintetbe, amelyek Telkibánya, vagy a szomszédos községek határából, az ércesedés területéről, ill. annak széli részéről ortokőzetből származnak. Az így kapott átlagérték (4. táblázat) a 172 andezitelemzéséből számolt Tokaji-hegység átlagértékénél GYARMATI P. (1961) bázisosabb.

4. TÁBLÁZAT

Az andezit fő alkotóinak átlagértéke

	A Tokaji-hegységben súly%	Telkibánya környékén súly%
SiO ₂	60,31	58,83
Al ₂ O ₃	17,00	17,56
Fe ₂ O ₃	2,57	2,79
FeO	3,04	3,44
MnO	0,10	0,09
MgO	3,07	2,70
CaO	6,26	6,51
K ₂ O	2,06	1,94
Na ₂ O	2,58	2,74
TiO ₂	0,67	0,71

A telkibányai átlagérték megállapításához kiválasztott elemzések uralkodóan ortoandezitre vonatkoznak. De az ércesedés területén belül kevés olyan kőzet van, amely legalább kismértékű (hidro-, kloro-, oxo-)elváltozást ne szenvedett volna. Ezeket az ortoandezit elemzések viszonylag kis száma miatt az értékelésből nem hagyhattuk ki. Az erősen zöldkőves (propilitek) vagy más nagyfokú hipo-metaátalakulást szenvedett andeziteket a kiértékelésnél nem vettük figyelembe.

Az andezitjeinkben az Al₂O₃ mennyisége általában egyenletesen 16,0–20,0% között változik, ennél nagyobb értéket csak kivételesen, főleg a kezdeti meta-hidro elváltozású, kissé agyagos andezitben ér el.

A Fe₂O₃ és FeO egymásközi arányának változása szintén főleg az endo- vagy exometa átalakulások függvénye. Fe₂O₃ erősen domináló jelleget csak az oxianandezitben, vagy kezdődő K₂O dúsulású andezitben ér el, s 3% fölé csak ebben emelkedik. A FeO %-os mennyisége ezzel szemben az oxianandezitben legkisebb, a típusos andezitekben 3,0–6,0%.

A MgO mennyisége az andezit színes ásványainak mennyisége szerint tág határok, 0,74–5,11% között változik. Értéke a legtöbb esetben a FeO %-os értékével párhuzamosan csökken, vagy nő. Azokban a fajtákban, ahol a színes elegyrészek erősen átalakultak, mennyisége igen kicsi (0,74%).

Hasonlóan a nagy kovasav tartalmú andezitben (Zsófia-bánya) a MgO %-os mennyisége (1,52%) az átlagnál mindig kisebb (l. az 5. táblázatot).

A CaO mennyisége elsősorban a színes ásványok mennyiségének, átalakulásának és a plagioklász összetételének függvénye. Értéke 3,54–8,19%, s szokott módon az SiO₂ mennyiségének növekedésével (l. az 5. táblázatot) csökken.

Sokkal érdekesebb az alkáliak mennyiségének változása. Kisebb ingadozástól eltekintve a K₂O %-os mennyisége 2–3% között változik, s értéke a plagioklász mennyiségének függvényében 3% fölé csak egyes esetekben (Borinzás, Zsófia-táró) emelkedik.

A szarmata savanyú piroxénandezit kémiai összetétele a telkibányai érces területen

	Hiperszténes augitandezit Borinzás %	Hiperszténes augitandezit Ozsva-völgy %	Augitos hiperszténdezit Nagyosró %	Augitos hiperszténdezit Szurok-hegy %	Augitos hiperszténdezit Magostér %	Amfibolos hiperszténdezit Zsófia-bánya %
SiO ₂	56,84	55,53	55,04	57,38	60,03	61,89
TiO ₂	0,75	0,84	0,76	1,10	0,86	0,66
Al ₂ O ₃	18,26	18,57	20,27	16,44	16,72	18,21
Fe ₂ O ₃	4,93	4,63	1,59	1,66	3,01	3,06
FeO	2,66	3,62	5,78	4,22	3,26	1,36
MnO	0,10	0,11	0,12	0,12	0,07	0,09
MgO	1,07	2,91	3,06	5,04	4,30	1,52
CaO	6,83	7,93	7,42	7,70	5,64	4,99
Na ₂ O	3,85	2,39	2,52	2,68	2,36	3,27
K ₂ O	1,89	2,18	1,19	1,08	1,82	2,10
H ₂ O ⁺	1,08	0,91	1,08	1,29	0,91	2,26
H ₂ O ⁻	1,05	0,47	0,58	0,28	0,57	0,23
P ₂ O ₅	0,26	0,06	0,12		0,10	0,12
CO ₂	0,18	0,17		0,16	0,17	0,11
	99,75	100,32	99,53	99,15	99,82	99,87
Elemző:	Sűrű J.	Sűrű J.	Sűrű J.	Emszt K.	Emszt K.	Emszt K.

A K₂O mennyisége a piroxénortoandezitekben általában kisebb, vagy közel egyenlő a Na₂O mennyiségével. Az SiO₂ mennyiségének növekedésével — eltérően a Na₂O-tól — kissé emelkedik.

A telkibányai andezitekben a K₂O-nak gyakran 3–4%-ot meghaladó mennyisége zöldkővesedésre vagy kezdődő kálimetaszomatózisra utal.

A H₂O⁺ és H₂O⁻ mennyisége az orto- vagy kisebb fokú metaelváltozást szenvedett andezitekben alig ingadozik. Különösen áll ez a H₂O⁻-ra, melynek értéke mindig 1% alatt marad. A H₂O⁺ kiugró értéket azokban az andezitekben ér el, ahol kisebb fokú elváltozás (szericitesedés, kloritosodás stb.) jelentkezik (Ferdinánd-altáró, Zsófia-bánya, Száraz-hegy).

A *Niggli-féle értékek* alapján már HERRMANN M. (1952) is utalt arra, hogy a telkibányai ún. „piroxénandezit” kémiaileg gyakran a peléites, kvarcedioritos magmatípusnak felel meg. LIFFA A. (1953) közlésében is az andezitek magmatípusa gyakran granodioritos, tonalitos, peléites, csak ritkán normáldioritos. Hasonló eredményre jutott legújabbán GYARMATI P. (1961). Közölt kiértékelése szerint a Tokaji-hegységi szarmata andezit a kőzetelemzésekéből számított *Rittmann-féle értékek* alapján legnagyobbbrészt riodacitnak, labradorit-riodacitnak adódott, s csak igen kis része andezitnek.

Mindebből általános következtetésként leszűrhetjük, hogy az andezit Telkibánya környékén és az egész Tokaji-hegységben porfiros elegyrészei alapján fenopiroxénandezit, de az alapanyag közelebbről meg nem határozható ásványos elegyrészeire és üveges részére is kiterjedő kémiai elemzése alapján annál savanyúbb és csak ritkán felel meg a normális piroxénandezitnek.

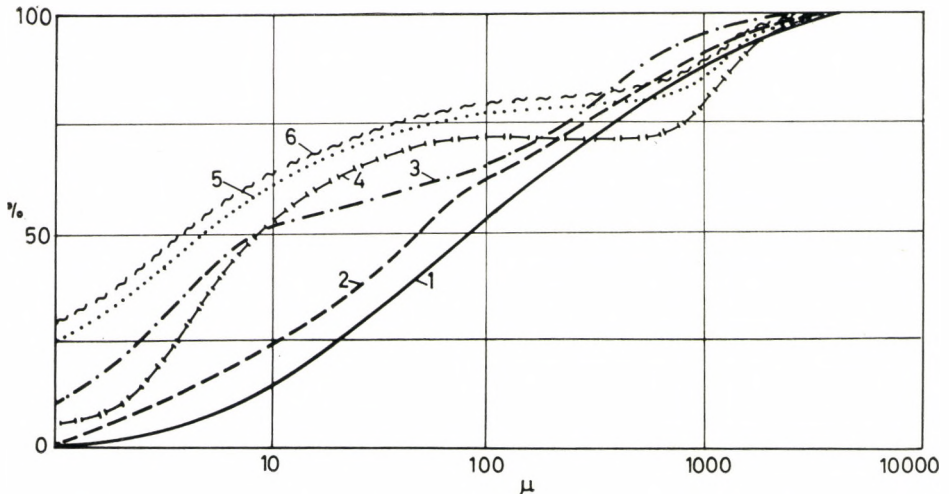
Nyomelemek. A szarmata „savanyú” piroxénortoandezit nyomelemtartalma — ahogy ez a 13. ábrából kitűnik — mind a Tokaji-hegység egészében, mind Telkibánya környékén lényegében megegyezik az intermedier magmatitokra jellemző nyomelemösszetétellel.

Co, Ni, Cr, Mn, V a piroxénandezit karakterisztikus szidero- és pegmatofil nyomelemei, amelyek más hazai piroxénandezitekben is kimutathatók. A kalkofil jellegű fémek: Cu, Zn, Pb általában kisebb értékkel szerepelnek. Az Ag mennyisége egészen alárendelt. Cd, Bi, Ge, Sb mennyisége a kimutathatósági érték alatt van. Az elmondottakat a 13. ábra jól tükrözi.

A Co, Ni, Cr, Mn, V eddigi vizsgálataink szerint a fémikus szilikátokhoz kapcsolódnak. Ezt támasztja alá az a Cserhát-hegységben észlelt jelenség, hogy a színes szilikátokat nem tartalmazó ún. „amafitos” andezitekben, a Cr-tartalom minden esetben minimálisra csökken, sőt egyes „amafitos” andezitekben a Cr mellett a Co, Ni, Mn mennyiségének csökkenését is megfigyeltük. A telkibányai szarmata andezitekben észlelt jelentős V-tartalom is eddigi vizsgálataink szerint a sötét szilikátokhoz, illetve ezek Al-tartalmához kötődik. Ezt igazolja egyrészt az „amafitos” andezit vanádiumszegényisége, másrészt a különböző hipo- és metaváltozatokban az Al-mal párhuzamos lassú növekedése. Az andezit viszonylag nagy Ba, Sr-tartalma a földpátokhoz kapcsolódik.

Szövet. A szarmata piroxénandezit különböző fajtáin részletes szemnagysági kimérés történt. Ha ezeket a szemnagysági görbéket a Tokaji-hegység egyéb területéről leírt andezitekével (GYARMATI 1964) összehasonlítjuk, megállapíthatjuk, hogy az érces terület ortoandezitjének kristályossági foka lényegesen nagyobb. Szemben a hegység más területeiről leírt andezitekével az alapanyag üveget nem, vagy keveset tartalmaz. Kvalitatív jellemzéssel legtöbbször mikroholokristályos, csak ritkán pilotaxitos. Más kárpáti érces területekkel összevetve kristályossága ezekkel egyező, a *Szádeczky-féle beosztásban* 4–5 kristályossági foknak felel meg.

A görbék további elemzése során azonban az is kiderül, hogy érces területünkön a tortonai andezithez hasonlóan a szarmata savanyú piroxénandezit



6. ábra. A szarmata piroxénandezit szemcsenagysági összetétele a telkibányai érces területen és a Tokaji-hegységi átlagértékek

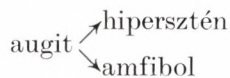
1 – amfibolos hiperszténandezit, Zsófia-táró, 2 – augitos, amfibolos hiperszténandezit, Csengőbánya, 80-as szint, 3 – hipersztén-augitandezit, Hasdát-völgy, 4 – piroxénandezit, Füzérkajta 2. fúrás (2 elemzés átlaga), 5 – savanyú piroxénandezit, Milic-esoport (3 elemzés átlaga), 6 – savanyú piroxénandezit, Tokaji-hegység középső és Ny-i része (16 elemzés átlaga)

is uralkodóan szubvulkáni jellegű. A görbék üveget nem jeleznek, meredek lefutásúak, egymaximumosak. Különösen áll ez a Kánya-hegy kőzeteire, ahol a legmélyebb bányászati feltárásból (Csengőbánya 80-as szint) származó piroxénandezit görbéje teljesen párhuzamos a legmagasabban fekvő Zsófiatáró piroxénandezitjének görbéjével. A központi érces terület peremi részeiről származó piroxénandezit már nem szubvulkáni jellegű. A Hasdat-völgy piroxénortoandezitje már 10% kőzetüveget tartalmaz, szemnagysági görbéje kétmaximumos, elnyújtott lefutású. Mindez lávaárból való felszíni származásra utal (l. a 6. ábrát).

A szövetből leszűrhető fenti megállapítás jó összhangban van a már említett földtani viszonyokkal is. A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás alapján tudjuk, hogy az ércesedés központi területén a szarmata bázisa igen mélyen helyezkedik el (–436 m, ill. –545 m, l. előbb). A tortonai paroxizmus után bekövetkező beszakadás, illetve fokozatos süllyedés a központi részen (kaldera belseje, illetve vulkanotektonikus árok közepe) kedvezett a szarmata szubvulkánok kifejlődésének. A be nem „szakadt”, illetve be nem „süllyedt” peremi részen a területet övező ortoandezit vonulatok felszíni lávaárból keletkeztek.

Elterjedés. A piroxénortoandezit különböző fajtáinak elterjedésében mutakozó szabályosság arra utal, hogy ezek nem véletlen változatai a piroxénortoandezitnek, hanem fellépésük a terület tektonikai viszonyaival a legszorosabb összefüggésben áll. A hiperszténes augitandezit, ill. hiperszténaugitandezit — mint említettük — az ércesedés központjától távolabb, a telkibányai ún. „katlan” szegélyén (Borinzás, Magostér, Ozsva-völgy, Hasdat-völgy) helyezkedik el. Ezzel szemben az augitos amfibolos hipersztéandezit az ércesedés, a „katlan” központi részén, s ami legfontosabb az ércesedés fő irányának megfelelő sávokban (Szurok-hegy, Zsófia-bánya, Baglyas-völgy, Ferdinánd-altáró stb.) lép fel. Az amfibolandezit mindig a hipersztéandezit szegélyén, az uralkodó hipersztéandezithez kapcsolódva az ércesedés fő irányának megfelelően jelentkezik, részben andezitszéli fácies, részben késői kisebb önálló kitörések formájában. Keletkezése a vulkáni paroxizmust követő beszakadásos szerkezettel a legszorosabb összefüggésben áll (l. a 2. és 4. ábrát).

Az előfordulás szabályszerűsége az előbb említettek értelmében a színes kőzetalkotó ásványok egymásutáni fellépésére, szoros genetikai kapcsolatára utal. De szoros genetikai kapcsolatra utal az andezittömeg szegélyén — mikroszkóposan is kimutathatóan — az augit szekunder amfibolosodása. Mindez már a kristályosodás alatt, illetve a kristályosodás vége felé



fokozatos fejlődésként ment végbe.

Így az ortoandezit különböző fajtái hiperszténes augitandezit —————> hipersztén-augitandezit —————> augitos hipersztéandezit —————> amfibolos hipersztéandezit —————> hiperszténes amfibolandezit hipo-jellegű petrogenetikai sort képviselnek határozott horizontális öves elrendezésben.

Az andezit petrogenetikai fejlődésének nyomonkövetése a bányászati feltárásokban

Az andezit további (hipo-meta) petrogenetikai, illetve petrometallogenetikai fejlődésének nyomonkísérését az érces terület földtani térképezése, de elsősorban a nagyszámú, előző századokból fennmaradt és 1950–60 között felújított, illetve létesített bányászati feltárás*, a Ferdinánd-altáró, a különböző tárók, irányvágatok, csapásvágatok, aknák részletes földtani felvételezése, részletes kőzettani és geokémiai vizsgálata, bányarevíziós felmérése (LENGYEL S.—KÓSA L. 1961) tette lehetővé.

Ezért az ércesedés előtti (prémetallogenetikus) folyamatok részletezése előtt, ismertetjük az egyes bányászati feltárások kőzettani kifejlődését, a genetikai fejlődés folyamán keletkező kőzetparagenezisek egymáshoz való viszonyát.

A földtani térképen és a földtani szelvényeken feltüntetett elemzési adatok szerint mind a Gyepű-, mind a Kánya-hegyen a felszint uralkodólag a kálitrachit borítja. De kálitrachitból állanak a térszín más kiemelkedő részei, így az Odolmány-tető, Kis-Rózsás, Rózsásoldal, Kis-Hasdat, Kecskéhát stb. (l. az 1. és 3. mellékletet).

Az ércesedés felszíni kibúvárait — tehát mint láttuk — uralkodóan kálidús kőzet ún. kálitrachit építi fel. Ha azonban úgy a Gyepű-hegyi, mind a Kánya-hegyi ércesedés területén fokozatosan mindig mélyebb szinteket vizsgálunk meg, a két kőzet egymáshoz való viszonya érdekesen alakul, az andezit mennyisége növekszik, a kálitrachit mennyisége csökken.

A *Gyepű-hegyen* (lásd az 1. mellékletet) az András-bánya, sőt még az altáró szintjén is erősen dominál a kálitrachit, noha a Gyepű-hegy felszínéhez képest, mennyisége kissé csökken. Az András-bánya (350 m tszf) Ny—K-i irányú behatoló tárójának mellékkőzete kálidús andezit, az András-telér mellett kálitrachit. Még lejjebb a Ferdinánd-altáró szintjén (243—247 m tszf) 280 m-rel a Gyepű-hegy csúcsa alatt — ahogy ezt a továbbiakban látni fogjuk — hosszú kálitrachit-szakaszok rövid, nagyjából propilites, vagy kloroandezites szakaszokkal váltakoznak.

Az 1. mellékletből, amelyen a K_2O és Na_2O elemzési adatokat is feltüntettük, kitűnik, hogy az érces telérek a legnagyobb K_2O -tartalmú szakaszokban jelennek meg.

Telérkísérő mellékkőzet a Ferdinánd-altáróban. A Gyepű-hegyi ércesedés főfeltárása a Ferdinánd-altáró, mely a felsőszarmata üledéksor több mint 1 km-es harántolása után változatos kifejlődésű vulkanitban keresztezte a Gyepű-hegy É—D-i csapású teléreit. Ezt a vulkáni szakaszt 1115 m-től kerekén 2350 m-ig a kálitrachit uralkodó mennyisége jellemzi. A benne harántolt érces telérek (1174 m-es, 1195 m-es — Jóreménység, 1514 m-es, 1806 m-es, 1821 m-es, 1906 m-es Helén, 2097 m-es András-telér stb.) kálitrachitban alakultak ki (1. melléklet) mindössze a János-telér halad az amfibolos hiperszténandezit és kálitrachit határan.

A kálitrachit erősen uralkodó jellege a Ferdinánd-altáró vulkáni kőzetekből álló első szakaszában a táblázatos elemzési összeállításból jól kitűnik.

1117,4 m-nél az üledék, pontosabban a szarmata agyag és a vulkáni összlet kontaktusán a kálitrachit (6. táblázat) K_2O -tartalma 12,62%, $Na_2O = 0,13\%$.

* Lásd „Az ércesedés területi elterjedése és jellege” c. fejezetet.

A Ferdinánd-altáró vulkanitjainak K_2O és Na_2O tartalma,
1117,4–1283,5 m között

A kőzet helye a bejáratától m	A kőzet pontos megnevezése	K_2O %	Na_2O %
1117,4	Szulfokálitrachit	12,62	0,13
1118,4	Kálitrachit	12,73	0,64
1128,5	Üreges kvarctelér	0,89	0,09
1138,0	Sziliko-szulfokálitrachit	13,11	0,41
1187,0	Szilikokálitrachit	8,75	0,43
1211,1	Szilikokálitrachit	12,24	0,17
1271,0	Klorokálitrachit	11,45	0,41
1283,5	Kloroandezit	2,52	0,57

Az altáró kőzettani kifejlődése itt érdekes érces kifejlődést kísér. A mellék-kőzet szürkésfehér, zöldefehér, szürke vulkanit feltűnő porfíros szövettel. A gyakran több cm-es és legtöbbször elszericitesedett fehér földpát fenokristályok speciális andezites jelleget adnak a kőzetnek. Kivételesen mikroszkóppal egy-két rezorbeált kvarekristály is felismerhető volt. A feltűnő földpát fenokristályokkal szemben színes fenokristályok makroszkóposan csak ritkán figyelhetők meg. A színes ásványok a mikroszkópos kép szerint teljesen elkloritosodtak, vagy helyükön csak néhány limonitos, opacitos folt maradt. A mikroszkópban felismerhető szövet pilotaxitos és andezitogén származásra utal. Az alapananyag gyakran fluidálisan rendezett léces kristályai káliföldpátok.

Az egész szakaszra az ércesedéssel összefüggő kovásodás és piritisedés jellemző. 1140 m-től gyakoriak lesznek a fehér, cm-es vagy még vastagabb, uralkodóan É–D-i csapású kvarcerek. 1150 m-től a kvarcerek mellett cm-es vastagságot is meghaladó, sokszor több cm-es vastag pirit-markazit zsinórok is fokozatosan mindig nagyobb és nagyobb számban jelentkeznek. 1150 m-től kezdve a kvarc nemcsak erekben, hanem üregekben több cm-es oszlopos-romboéderecs, fehér kristályokban is megjelenik. A szakasz jellemző sajátága, hogy a kvarcos-pirités zsinórok telérszerűen egyesülnek, és É–D-i irányban csapás mentén is követhetők. Az ezeket gyakran kísérő kékesszínű kalcidonos erek a telérés jelleget még kifejezettebbé teszik. A telérek piritjének Au-tartalma is figyelemreméltó.

Az altáró tehát 1117,4 m-től 1280 m-ig lényegében változatlan, uralkodóan kovásodott, pirités, illetve — főleg a teléüregek mellett — elagyagosodott (hidro)-kálitrachitban halad, 1280 m körül, az altáró Ny-i oldalán jellemző propilit-kloroandezit átmeneti jellegű kőzet mutatható ki.

1283,5 m-ben teljesen orto-jellegű sötétszürke, csillogó, üvegfényű, porfíros beágyazásokat tartalmaz. Főelegyrésze: ikerlemezes, zónás, helyenként szericites plagioklász. Uralkodó színes elegyrész az augit, utána 10%-ot szintén meghaladó mennyiségben a hipersztén következik, amfibol kismennyiségű jelenlétére 1–2 opacitosodott roncs utal. A piroxén uralkodóan kloritosodott. A kőzet piroxénkloroandezit.

Ez a piroxénkloroandezit a táró bejárat felőli oldalához hasonlóan fokozatosan klorokálitrachitba megy át. Ez a kálitrachit a K_2O -tartalom kisebb ingadozásai mellett 1360 m-ig tart, ahol fokozatosan propilitbe megy át.

Utóbbi jellemző propilités jellegét a kémiai elemzés is jól tükrözi. A propilitet 1395 m-nél fokozatosan ismét nagy K_2O -tartalmú kálitrachit váltja fel (7. táblázat).

7. TÁBLÁZAT

*A Ferdinánd-altáró vulkanitjainak K_2O és Na_2O tartalma
1283,5—1487,0 m között*

A kőzet helye a bejáratától m	A kőzet pontos megnevezése	K_2O %	Na_2O %
1283,5	Kloroandezit	2,52	0,57
1307,0	Klorokálitrachit	7,25	0,30
1327,2	Klorokálitrachit	10,49	0,19
1367,3	Andezitogén propilit	4,45	1,20
1385,5	Andezitogén propilit	3,75	0,99
1427,0	Kálitrachit	10,02	0,21
1467,0	Kálitrachit	10,04	0,33
1487,0	Klorokálitrachit	10,27	0,31

1500 m után a lilászörös, lilásszürke kőzetet a nagy K_2O -tartalomon kívül az egymás mellett néhány méternyi távolságban sorakozó okkeres, pirites zsinórok megjelenése jellemzi (l. az 1. mellékletet). A zsinórok csapása általában közel É—D-i ($355-15^\circ$), dőlésük K-i, $65-85^\circ$ alatt.

Az 1514 m-es telér és a bezáró mellékkőzet anyagának részletes mikroszkópos vizsgálata alapján kétségtelen, hogy az érczsinórok és a „mellékkőzet” között is szoros genetikai kapcsolat van. Az 1500—1600 m közötti szakaszra a nagy K_2O -tartalom mellett (8. táblázat) nagy oxidációs fok, karbonátosodás, kovásodás és pirithintés jellemző.

8. TÁBLÁZAT

*A Ferdinánd-altáró vulkanitjainak K_2O és Na_2O tartalma
1505,0—1588,6 m között*

Kőzet helye a bejáratától m-ben	Kőzet pontos megnevezése	K_2O %	Na_2O %	SiO_2 %
1505,0	Szilikokálitrachit	9,33	0,26	
1512,0	Hidro-szulfokálitrachit	11,72	0,48	
1512,5	Szulfokálitrachit	12,55	0,37	
1514,0	Szulfokálitrachit	10,56	0,34	
1527,0	Szulfo-szilikokálitrachit	10,74	0,29	65,12
1528,0	Hidro-szilikokálitrachit	8,42	0,29	
1532,2	Hidro-karbokálitrachit	6,14	0,11	
1547,0	Szulfokálitrachit	12,45	0,20	55,50
1567,0	Szulfokálitrachit	6,69	0,25	60,67
1588,6	Szulfokálitrachit	10,69	0,42	

Fenti szakasz kőzetét a nagy mennyiségű káliföldpát mellett iddingsites, opacitos hipersztén, ennél nagyobb mennyiségű opacitos amfiból (nagy fenokristályokban és apró lécekben) egy-két korrodált fenokvarc jellemzi. Az alapanyag gyakran káliföldpát-lécek fluidálisan (trachitos szövet) rendezett szövédéke. Ilyen típusú kálitrachit van 1512—1517, 1547 és 1588 m körül. E részek

jelentik a káliföldpát-felhalmozódás maximumát és a nagy K_2O -tartalom kívül ásványos összetételük és szövetük alapján is kálidús oldatot vezető hasadék közelségére utalnak. Innen távolodva a „trachit”-jelleg csökken és a „mellékkőzet” szövetében, ásványos összetételében andezites eredetre utaló bélyegek jelentkeznek.

A már említett 1514 m-es „telér”-en és a nagy számú piritzsinóron kívül a „mellékkőzetre” különben 1510–1527 m és 1547–1548 m között dús pirithintés jellemző. Az 1514 m-es telért karbonátos erek, karbonátos üregek és a „mellékkőzet” erőteljes karbonátosodása is kíséri. Különösen erőteljes a karbonátosodás 1500–1511 m között, ahol a karbonát finom erekben, repedésekben hálózta be a kőzetet, de kitölti a földpátok belső magját, s a színes elegyrészeket is. 1532 m-ben a földpátporfirok ugyan épek, de a sárgás-fehér széteső kőzet teljes egészében elkarbonátosodott. Az 1500–1590 m közötti szakaszban több esetben a káliföldpát szoricitesedése és az ércesedéssel összefüggő kovásodás is jelentkezik mozaik-kvarc alakjában (szilikokálitrachit, lásd a 8. táblázatot).

1590 m után az előző szakasz lilásvörös, lilásszürke, jellegzetes kálitrachitja fokozatosan zöldköves piroxénandezitbe, propilitbe megy át, majd 1610 m után ismét előbbivel egyező típusú kálitrachitban halad az altáró.

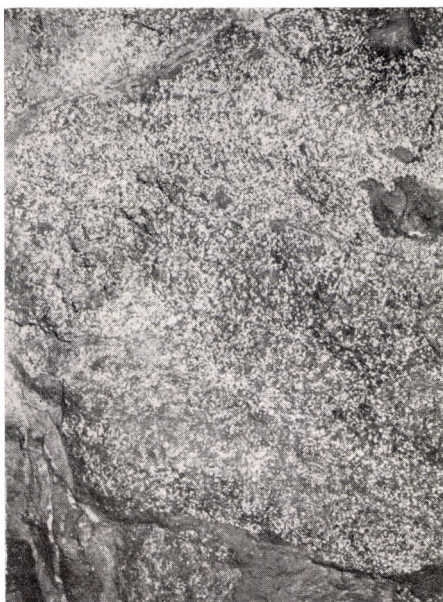
Az 1500–1590 m közötti szakaszhoz képest a kálitrachitban is lecsökken a piritzsinórok mennyisége. A káliföldpát szericites, vagy karbonátos. A nagy színes fenokristályok belsejét is karbonát tölti ki. Pontos felismerésük is csak az opacitos szegély által megőrzött jellemző kristályalak segítségével lehetséges. A szöveten jól felismerhető a pilotaxitos andezites jelleg. A karbonát mennyisége 10–15, a szericit 5–10%.

A kálitrachit posztmetallogetikus átalakulása helyenként különösen erős, 1685 m-ben lilásvörös, foltosan lebontott, pszeudoagglomerátumos kálitrachitot harántolt az altáró. Mikroszkópos képének tanúsága szerint ennek a tektonikailag preformált kőzetnek különböző részeit a szivárgó hidrotermális oldatok különböző mértékben bontották le (egyes részein a földpát teljesen ép, máshol szericites, vagy agyagásványosodott), és kalciterek, kalcitos hamazokat vagy kvarcmozaikot hoztak létre, 2 m-rel tovább 1687 m-ben a sötétszínű, kálitrachit-hiperszténandezit közötti átmenetre utaló kőzet az említett tektonikai hatás eredményeként erősen porlik, különböző cm-es és mm-es darabokra hull szét (V. tábla 1. fénykép). Az andezites szövet, az opacitosodott színes beagyazások (hipersztén, amfibol) jól felismerhetők.

9. TÁBLÁZAT

*A Ferdinánd-altáró vulkanitjainak K_2O és Na_2O tartalma
1621,4–1691,0 m között*

A kőzet helye a bejáratától m	A kőzet megnevezése	K_2O %	Na_2O %	SiO_2 %
1621,4	Kálitrachit	8,42	0,18	
1641,6	Hidro-szilikokálitrachit	10,42	0,22	
1647,7	Klorokálitrachit	12,44	0,31	60,25
1665,5	Hidro-karbokálitrachit	8,51	0,27	
1667,0	Porló hidro-karbokálitrachit	5,90	0,90	60,26
1691,0	Hidrokálitrachit	8,78	0,68	



1



2



3

A pontosan meg nem határozható földpát jórészt karbonátos, ritkábban szericites (hidro-karbokálitrachit). 1691 m-ben az altáró D-i falán lilászörös kálitrachit jelentkezik (9. táblázat).

1765 m-ben szürkésfekete, orto-jellegű piroxéndezit a táró mellékkőzete. A szürkésfekete andezit (1766 m-ből) a mikroszkópos vizsgálat szerint amfibolos hipersztén-kloroandezit. Kalcitosodás csak a repedések mentén jelentkezik.

1770 m után a kisebb fokú propilités elváltozású piroxéndezit fokozatosan jellegzetes propilitbe (zöldkőbe), a propilit pedig 1787,3 m-től fokozatosan zöldesszürke, szürke, lilászörös, üvegfényű földpátokat tartalmazó kálitrachitba megy át. A kőzet több mm-es sejtes, üreges, de el nem változott káliföldpáttal, az alapanyagban fluidálisan rendezett káliföldpát-lécekkel, nagy K_2O tartalmú (11,77%) kálitrachitot képvisel. Andezites eredetét a jól felismerhető hipersztén (5–10%) s egy-két amfibol-átmetszet árulja el. Finom, dús pirithintése jellegzetes (10. táblázat).

10. TÁBLÁZAT

*A Ferdinánd-altáró vulkanitjainak K_2O és Na_2O tartalma
1787,3–1946,7 m között*

A kőzet helye a bejárattól m	A kőzet megnevezése	K_2O %	Na_2O %
1787,3	Szulfokálitrachit	11,77	0,17
1945,0	Szulfo-szilikokálitrachit	10,44	0,46
1946,7	Szulfo-szilikokálitrachit	11,61	0,40

Néhány m-rel tovább (1790 m Ny-i oldal) a lilászörös pirithintéses kálitrachitban az andezitből származás nyoma még elmosódottabb. A mikroszkópos képben a sejtes, üreges, kezdeti szericitesedésű káliföldpát-fenokristályok, s az alapanyag léces káliföldpátjai mellett színes elegyrész nem, csak 1–2 korrodált kvarc észlelhető. A K_2O -tartalom emelkedésére és a kálidús oldatokat vezető hasadék, illetve telér közelségére kell gondolnunk. Ezt támasztja alá, hogy a „mellékkőzet” pirithintése 1800 m felé még dúsabbá válik, s hogy a következő piritzsinórok száma is egyre nő. Sőt ezek közül egyekben az altáró hajtásakor olyan jelentős volt az Au-tartalom, hogy az 1806 m-es és 1821 m-es zsinórt rövid csapáshosszban meg is vizsgáltuk. Az 1828 m-ben harántolt szimmetrikus, szalagos 3–4 cm vastag „telérecske” (zsinór) az ércesedés karbonátdús fiatalabb fázisát képviseli.

A zsinórokat bezáró „mellékkőzet” lilásszürke, fehéresszürke, szürkészöld, dúsán pirithintéses, helyenként erősen kovásodott szulfo-szilikokálitrachit. A nagy K_2O -tartalom, trachitoss jelleg a legszembeötlőbb az 1806 m-es zsinórt kísérő kálitrachit mikroszkópos képében.

V. tábla

1. Ferdinánd-altáró, bejárattól 1687 m, D-i fal. Murvaszerűen porló hiperszténdezit.
2. Csengőbánya, 80-as szint, irányvágat vájvégén. Andezit-pszepudoagglomerátum.
3. Ferdinánd-altáró, András-telér, É-i csapásvágat 15 m, Ny-i fal. Cseppkőves aragonit limonitos bevonattal.

Jellegzetes a kőzet kálium-feldúsulását követő erős endometá (hidrotermális) átalakulása is. A káliföldpát szericitesedik, metajelleggel szabálytalan repedésekben, csomókban karbonátosodik. A hipersztén még változatosabban alakul át. Első fázisban harántrepedések mentén szerpentinnesedik, agyagásványosodik (nontronit). Erőteljesebb átalakulás esetén talk is képződik. Sokszor a földpáthoz hasonlóan karbonátos tömeggé alakul át. Leggyakrabban azonban — különösen kisebb oszlopai — teljesen opacitosodtak. Az átalakulásnál felszabaduló kovasav mind a hiperszténben, mind az alpanyagban kalcedonos halmazokban jelenik meg (hidro-karbo-sziliko-szulfokálitrachit).

A kőzet andezitogén eredete az 1821 m-es zsinórt K felől kísérő mellékkőzetben is jól felismerhető. A nagy káliföldpát fenokristályok még őrzik a plagioklász alakot, sőt egyeseken még a plagioklász eredeti zónásságának megfelelő átalakulás is jól észlelhető. A színes elegyrészek karbonáttá, klorittá alakultak át. Az átalakulási termékek csaknem teljesen kiestek, s ma már a színes elegyrészek csak az opacitos szegély által megőrzött átmetszet segítségével ismerhetők fel. Eszerint hipersztén (8–10%) uralkodik, amfibol kevés (1–2%). A kőzet savanyú jellegére 1–2 korrodált kvarekristály utal. Az alpanyagban finom eloszlásban dús kovásodás és piritésedés van. Ez a sziliko-szulfokálitrachit a nemesfémekben gazdag pirit-zsinórokat tartalmazó szakasz jellemző „mellékkőzete”.

1830 m után csökken a dús pirithintés. A „mellékkőzet”-ben a 10–25 cm vastag piritzsinórokon kívül 25–60 cm vastag szfalerites (szfaleritmuglis) agyagos telérecskék is megjelennek, kisebb-nagyobb fokú propilités lebontással. 1900 m után az ún. Helén-telér és zónája és a hozzá kapcsolódó különböző pirit-zsinórok dúsán pirithintéses, gyakran kovás propilitben és kálitrachitban alakultak ki. A kovás kálitrachitra lilásszürke szín, tömörség, csillogó káliföldpát, nagy K_2O -tartalom jellemző.

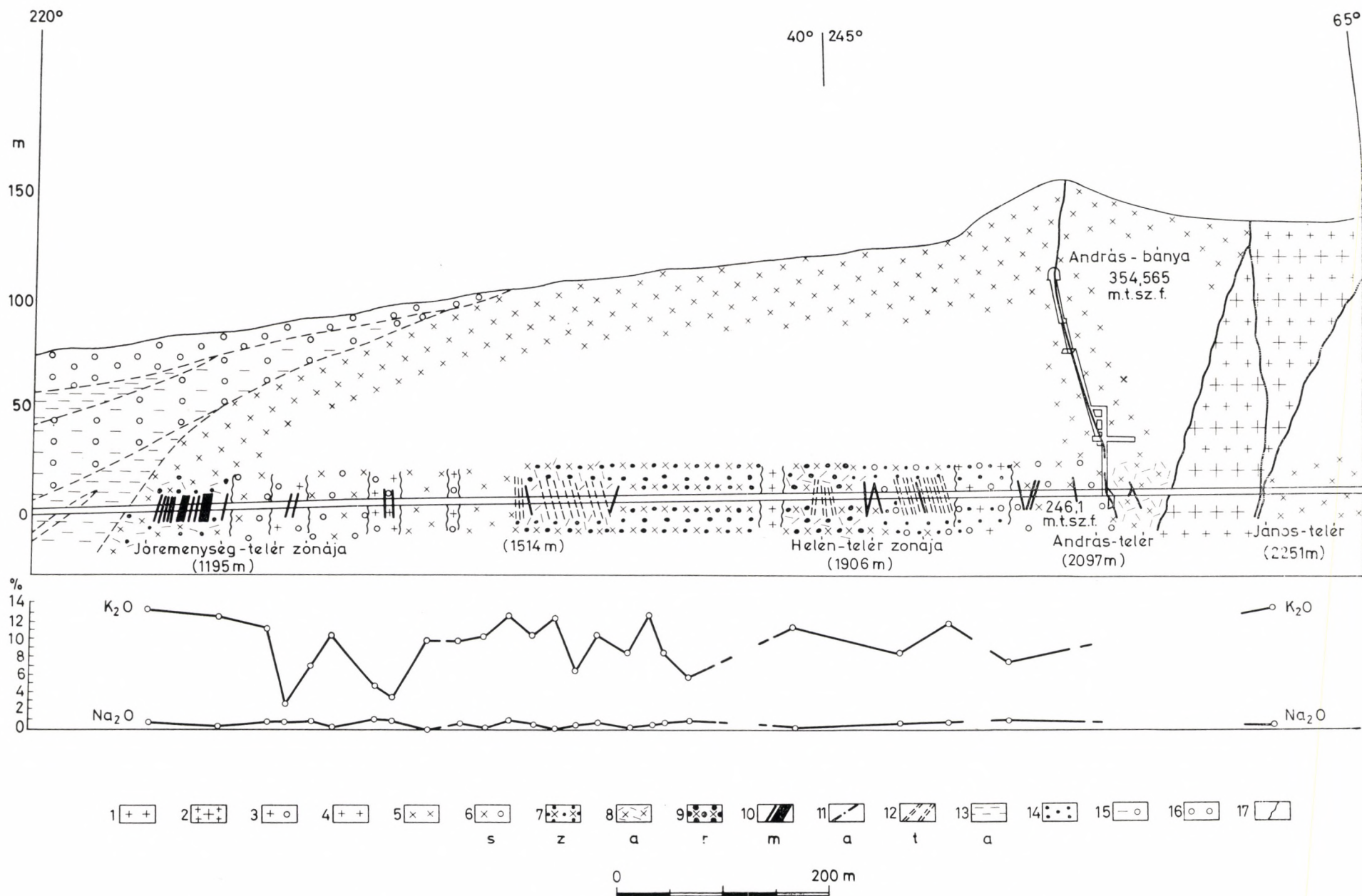
1950 m körül a gyakran kovás kálitrachit-propilit fokozatosan megy át a jellegzetes, porlódó sávokkal (sávok vastagsága néhány cm-től néhány m-ig változik) tagolt piroxénandezitbe.

A piroxénandezitnek ez a porlódása e szakaszon, de a bányaföldtani kutatás más területein is nagyon jellegzetes. A porlódás a kérdéses zónákban a feltárás óta eltelt idővel arányosan, fokozatosan mindig intenzívebbé válik. SCHERF E. véleménye szerint a porlódás kizárólag tektonikai hatásra, tektonikailag felőrölt zónákban jön létre.

Az a megfigyelésem azonban, mely szerint a piroxénandezit porlódása uralkodóan a kálitrachit-andezit határon, vagy annak közelében jelentkezik és hogy a porlódó piroxénandezit K_2O -tartalma lényegesen nagyobb a piroxénortoandezit K_2O -tartalmánál, arra utal, hogy a porlódásban a tektonikai hatás mellett kémiai faktorok (kálidús oldat stb.) is szerepet játszottak.

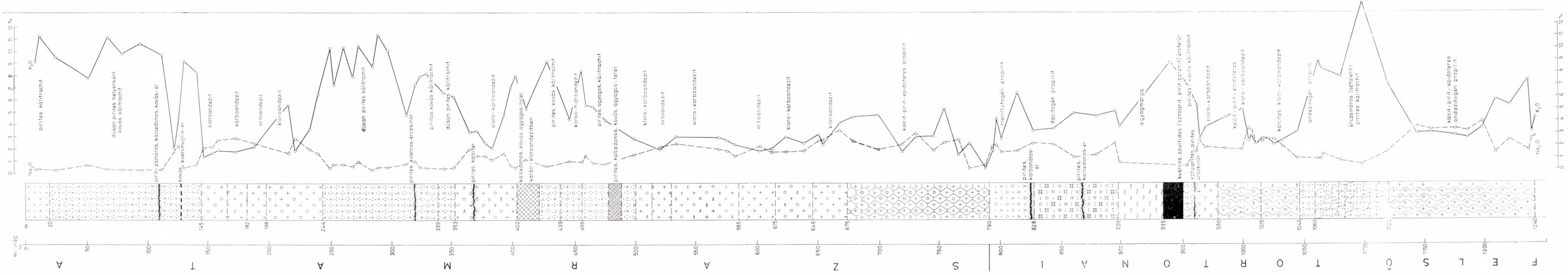
Ez a porlódó andezit 1963 m körül vörösszürke, finoman pirithintéses, több mm-es csillogó földpátokat tartalmazó kálitrachitba megy át. A kőzet káliföldpátja sejtes, üreges, kezdeti szericitesedéssel. A karbonátos-kloritos csomókban egy-két amfibol nyomát lehet felismerni. Ez a kálitrachit egészen kis foltként jelentkezik s nemcsak Ny felől, hanem K-i szélén is porló andezittel érintkezik.

Közvetlen szomszédságában (1964, 1968 m) már ismét sötétebb, zöldes-fekete, több mm-es ikerlemezes, zónás, üde plagioklászokat (bázisos andezin), 1–2 korrodált kvarebeágyazást tartalmazó andezit észlelhető. Legfeltűnőbb a színes elegyrészek (hipersztén 10%, opacitos amfibol 1–2%) erőteljes átala-

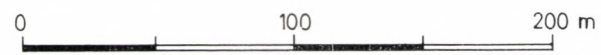
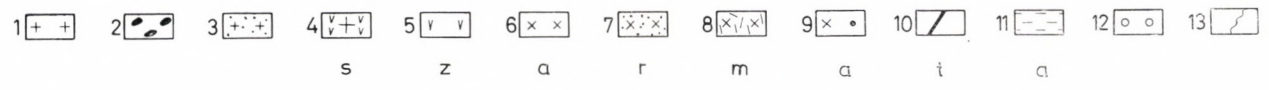


1. melléklet. A Ferdinand-altáró földtani szelvénye és az alkálioxid-tartalom változása

Jelmagyarázat: 1 - piroxénortoandezit, 2 - amfibólos piroxénorto- és hidroandezit, 3 - klorandezit és andezitogén porpilit, 4 - proló andezit és hidro-karboandezit, 5 - kálitrachit, 6 - klorokálitrachit, 7 - hidro-karbokálitrachit, 8 - szilikokálitrachit, 9 - szulfokálitrachit, 10 - kovás, pirités éretelér és zsinór, 11 - agyagos zsinór, 12 - kovás-okkeres v. kovás pirités zóna, 13 - zöld agyag, 14 - zöld homokkő, 15 - zöld agyag riolituffazárványokkal, 16 - nyirok, 17 - közethatár nem éles



2. melléklet. Telkibánya 2. sz. földtani alapfúrás szelvénye és az alkálioxid-tartalom változása



3. melléklet. A Kánya-hegy földtani szelvénye

Jelmagyarázat: 1 – piroxénortoandezit, 2 – piroxénandezit-pszeudoagglomerátum, 3 – hidroandezit, 4 – andezitogén propilit, 5 – riolittufa, 6 – kálitrachit, 7 – hidrokálitrachit, 8 – szilikokálitrachit, 9 – szulfokálitrachit, 10 – kovás, agyagos, pirités ill. okkeres telérek és zsinórok, 11 – kovapala, 12 – konglomerátum és homokkő, 13 – nem éles közzethatár

kulása, kloritosodása és karbonátosodása. A karbonátosodás (mennyisége a 10%-ot is meghaladja) a kőzetet áthálózó erekből, repedésekből indul ki és a színes elegyrészeket, alapanyagot foltokban, csomókban, gyakran még a plagioklász is behálózza (amfibolos hipersztén-karbo-kloroandezit).

1787 m-től kezdve általában, de különösen az altáró 1964–2000 m közötti szakaszán jellegzetes a „mellékkőzet” nagyarányú karbonátosodása. A karbonát mennyisége általában a 10%-ot meghaladja. 1968 m után lényegében változatlan jelleggel, sok porló szakaszt és több pirit zsinórt tartalmazva 2000 m-ig tart a fenti hipersztén-karbo-kloroandezit (l. az 1. (szelvény)-mellékletet).

A Kánya-hegyi kálitrachitra emlékeztető kőzet 2000 m-ben lilásszürke színével már szabad szemmel is jól elkülönül a porló piroxénandezittől. A határ itt egy okkeres zsinórral esik egybe. A lilásszürke kálitrachit több mm-es káliföldpát-fenokristályokat, s az alapanyagban fluidálisan rendezett káliföldpát-léceket tartalmaz. Gyakori az opacitosodott amfibol (5–10%) és a finom pirithintés. A kálitrachit 2000 m-ben éles határral elkülönülő több cm-es agyagos, homokos zárványt tartalmaz. Igen érdekes a „kálitrachit” és az üledékes zárvány eltérő viselkedése. A zárványban is megtalálhatók a káliföldpát fenokristályok, az alapanyag káliföldpát-lécei, jellemző a dús pirit-felhalmozódás, hiányzik azonban az andezites származásra utaló opacitos amfibol.

Ez a (gyengén hidro-szulfo) kálitrachit változó intenzitású kloritosodással és kovásodással 2162,0 m-ig tart. Ebben fejlődött ki az András-telér, s több az András-telérrel lényegében párhuzamos kvarcos-pirités zsinór (Kis András-telér stb.).

2162,0 m-nél a kálitrachit propiliten keresztül megy át ép, szürke orto megjelenésű andezitbe. Ezt az andezitet mikroszkóposan a plagioklász fenokristályok (bázisos andezin) nagy mérete (hossz > 2,00 mm), több generációja, a színes ásványok (hipersztén 10–12%, amfibol 3–4%) jelentős mennyisége és 1–2 kisebb fenokvarc jellemzi. Augitot nem észleltem. A hipersztén kloritos kitöltése, oxidációs-opacitos szegélye, az amfibol opacitosodása redukzív és oxidatív endometá-folyamatok váltakozására utal. Az amfibolos hiperszténandezit másik jellegzetessége az erős karbonátosodás (15% karbonát). A karbonát szabálytalan eloszlásban a plagioklászban, kisebb-nagyobb aprószemesű halmazokban az alapanyagban jelentkezik (hiperszténkarboandezit).

Rendkívül érdekes jelenség volt megfigyelhető a 2207 m-ből származó hiperszténandezit csiszolatában. Több esetben a plagioklász alapanyagszerű tömeg szorítja ki. A jól körülhatárolt szemek belsejében ép plagioklász maradvány, körülötte alapanyagszerű tömeg észlelhető, melyet vékony fényes sáv keretez (utóbbi valószínűleg nátriumdúsabb nagyobb fénytörésű sáv a kialakuló káliföldpát szegélyén, melyet VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1961) is észlelt andezitogén „kálitrachitban”).

A fenti amfibolos hiperszténkarboandezit 2251 m-ig a János-telérig tart. A János-telér K-i szélén már kálitrachit a telérkísérő mellékkőzet (l. az 1. [szelvény]-mellékletet). A János-telért kísérő kálitrachit (2251 m-ben) a Zsófia-telért kísérő mellékkőzethez teljesen hasonló, amelyet a nagy, több mm-es, sejtes, üreges, gyengén szericitésedett káliföldpát-fenokristályok, az alapanyagban fluidálisan rendezett káliföldpát-lécek, s a színes elegyrészek teljes hiánya jellemez. A János-telért kísérő amafitos káliföldpát-dús kőzet szűkszerűen felveti azt a gondolatot, hogy a János-telér tektonikai vonalán jött fel a kálidús „oldat”, melyből a jellegzetes „káliföldpátos” kőzet keletkezett.

A János-telér K-i oldalától a 2353,12 m-es altáró végéig a kálitrachit agyagos (hidro), még gyakrabban kloro-lebontású. Pirit-zsinórokat csak elvétve tartalmaz.

A Ferdinánd-altáróban tehát piroxénortoandezit alig van. Az andezit regionálisan kloritosodott, és megközelíti a propilit stádiumát, amire meg-növekedett K_2O -tartalma is utal. A kálifeldúsulás legnagyobb a tektonikai vonalak, vezető hasadékok mentén. Az érces telérek uralkodóan kálitrachitban alakultak ki, de kitűnően vezették a kálidús oldatokat a felmorzsolódott kőzetzőnák (porló oxi-hidro-karboandezit) is.

Ércesedést befogadó kőzet a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásban. A Gyepű-hegy és a Kánya-hegy között lemélyített, már említett Telkibánya 2. szerkezetkutató alapfúrás jól tükrözi a befogadó kőzet függőleges változásait, a petrometallogenetikai fejlődést. A fúrás a felszíntől számított 790 m-ig szarmata vulkanitokat harántolt (3., 59. ábra, 2. melléklet). Összhangban a Ferdinánd-altáróban észleltekkkel a szarmata vulkanitokban a hipo- és meta-változatok együttes mennyisége több mint 90%. Az ortoandezit alárendelt mennyiségben 790 m-ig mindössze 55 m kifejlődésben ismert. A hipo- és meta-változatokat andezitogén kálimetaszomatit (kálitrachit), andezitogén propilit, kloro-, hidro- és karboandezit képviseli (VI., VII., VIII. tábla).

A függőleges változásokat a fúrás szarmata összetételének alábbi összevont rétegsora (l. a 3. ábrát) is jól tükrözi:

0–83 m szulfokálitrachit dús piriteshintéssel, kvarcerekkel, erős oxidációs jelleggel.

83–113,4 m között a lilásszürke kálitrachitban a pirit nemcsak hintve, hanem vékony erekben, az elválási lapok mentén dús felhalmozódásban is jelentkezik.

113,4–114,7 m között szalagos, kolloid pirittel sötétszürke színezett kovás erek, kalcedonos erek, piritzsinórokkal váltakoznak.

114,7–125,0 m a teléres kifejlődést a feküben is kálitrachit kíséri. A fúrás ezen érces szakasza a Ferdinánd-altáró szintjével esik egybe.

125,0–128,2 m kovás erek, majd 128,2–145,0 m között kalcedonos felhalmozódások keletkeztek a kálitrachitban.

145,0–244,1 m az ércesedést jelző indikáció csökken. A kálitrachit zöldes-szürke kloroandezitbe, karboandezitbe, andezitogén propilitbe, sőt kisebb kiterjedéssel ortoandezitbe is átmegy. A petrometallogenetikai fejlődésről, endometa- (hidrotermális) átalakulásról, a helyenként 5%-ig emelkedő K_2O -tartalom (l. a 3. ábrát, 2. szelvényt) tanúskodik.

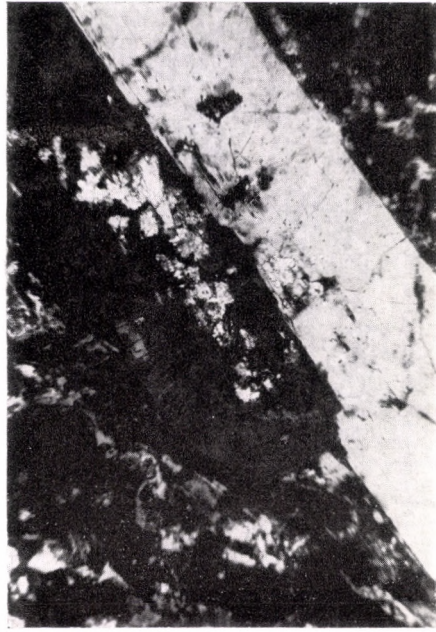
244,1–300 m között érckísérő mellékkőzet: szulfokálitrachit.

VI. tábla

1. Telkibánya 2. fúrás 238,9–241,8 m.
Karbonátosodó plagioklász andezitogén propilitből.
Nagyítás: 70×, + Nik.
2. Telkibánya 2. fúrás 170,6–171,9 m.
Karbonátosodó plagioklász fenokristály amfibolos hipersztén-karbo-kloroandezitből.
Nagyítás: 70×, + Nik.
3. Telkibánya 2. fúrás 239,2 m.
Karbonátosodó adulár andezitogén propilitben.
Nagyítás: 70×, + Nik.
4. Telkibánya 2. fúrás 367,5–372,0 m.
Plagioklász lécek piroxén-szulfo-karbo-kloroandezit karbonátosodott alapanyagában.
Nagyítás: 70×, + Nik.



1



2



3



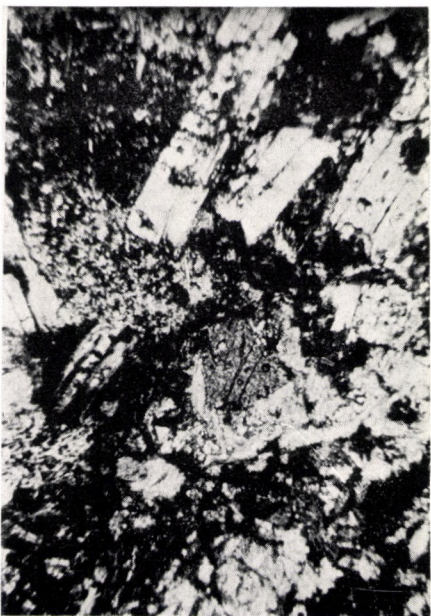
4



1



2



3



4

300,0–500,0 m az ércbefogadó kőzet uralkodóan kálitrachit, kálitrachit-andezitogén propilit átmeneti kőzet, andezitogén propilit. Az egész szakaszt a kálimetaszomatózist követő hidrolitos átalakulás jellemzi, amelyet piritesezés és kovásodás is kísér. E szakasznak is ércetelér kísérő jellege van. Erre utalnak a kovás-kvarcos erek, piritesoportosulások, kvaremutuglik, szalagos, kovás erek, jáspis bevonat, breccsás szerkezet, zöld agyagos kitöltés.

500,0–790,0 m között az endometa-átalakulás mértéke csökken. A befogadó kőzet uralkodóan propilit, nagymennyiségű pirittel, kalcitérrel, karbonátfelhalmozódással, mélyebb részeken sok epidottal. Piritesezés, kvarcos erek, kvarcos üregkitöltés, durvább és finomabb piritmentés itt is jelentkezik.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a területet függőleges kifejlődésben is a hipo- és metaandezitek uralkodása, egymásba való fokozatos átmenete és a nagy K_2O -tartalom jellemzi. A K_2O -tartalom emelkedésével az ércesezés intenzitása általában nő. Az összefüggés tendenciáját a 2. melléklet jól tükrözi.

A *Kánya-hegy* Ny–K-i földtani szelvénye szerint (3. térképmelléklet) a Kánya-hegy felső része szintén tiszta kálitrachitból áll. A Kánya-hegy Ny-i oldalán, a magasan fekvő Mária-táróban (512 m tszf) uralkodólag kálitrachit a mellékkőzet, propilitesezett vagy ortoandezit nem jelentkezik. Arra már kutatásaink kezdetén utaltunk (SZÉKYNÉ FUX V.—HERMANN M. 1951), hogy a kálitrachit oxidációs foka a Mária-táróban nagy, s a kőzet makroszkóposan limonitosodott amfiboloszlopaival amfibolandezitre emlékeztet.

A Zsófia-táró (533 m tszf) a Kánya-hegy K-i oldalán legmagasabban fekvő vízszintes bányászati feltárás. Az andezit és kálitrachit váltakozásának és genetikai összefüggésének a Zsófia-táró (4. melléklet) egyik legfontosabb bizonyítéka.

A Zsófia-táró agyagásványos földpátokat tartalmazó hidrovulkanitban indul, amelynek mikroszkópos képében féregszerű halmazokban nontronit jelentkezik. A bejárattól befelé haladva az eredeti amfibolos hiperszténandezit, melynek a földpátjai helyenként szericitesedtek, hiperszténje harántelválások mentén nontronitosodott, hosszanti irányban iddingsitesedett, amfibolja opacitosodott, mikroszkóposan jól kimutatható volt.

46–48 m között kálitrachitot harántolt a táró. 50 m-től azonban ismét megjelenik a sötétszürke amfibolos hiperszténandezit, amely csak helyenként árul el gyenge hidro-átalakulást (1. a 4. melléklet).

A behatoló táró és Zsófia-telér keresztezésénél — tehát a tektonikai vonal elérésénél — a K_2O -érték felugrik, és a Zsófia-telér teljes déli csapásvágatában nagy K_2O tartalmú kálitrachit a telért kísérő mellékkőzet. Az egész területen ebben a kőzetben kaptuk a legnagyobb K_2O -feldúsulást (14,0%-ot). Színes elegyrésze alig van. Kivételesen 1–2 amfibol-átmetszet ismerhető fel. Csak

VII. tábla

1. Telkibánya 2. fúrás 170,6–171,9 m.

Kloritosodott, karbonátosodott hipersztén amfibolos hipersztén-karbo-kloroandezitben.

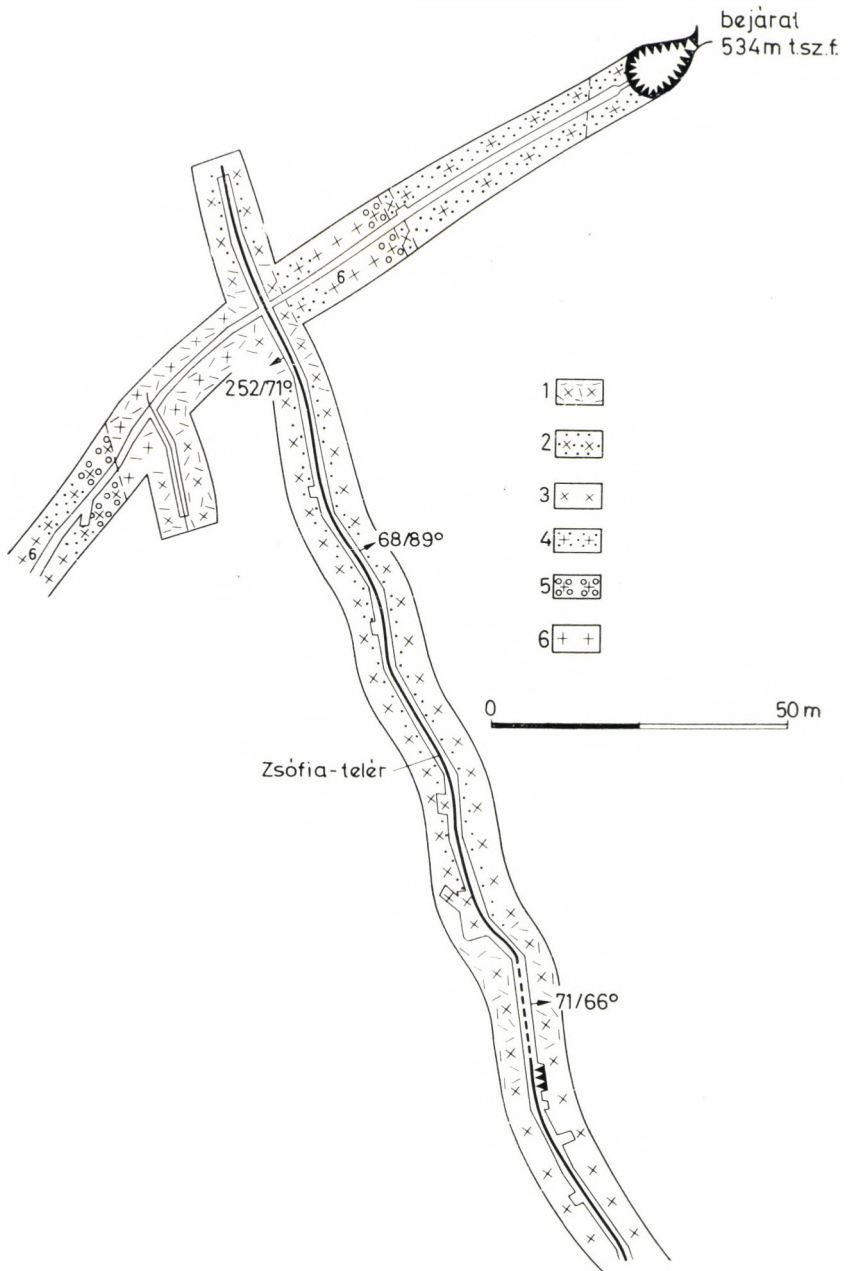
Nagyítás: $70\times$, + Nik.

Telkibánya 2. fúrás 602,0–602,9 m.

2. Kloritosodott hipersztén fenokristály a nagy kristályossági fokú augitos hipersztén-kloro-karboandezitben. Nagyítás: $70\times$, + Nik.

3. Augit — részben karbonátosodva — és ép plagioklász szemcsék előző augitos hipersztén-kloro-karboandezitben. Nagyítás: $70\times$, + Nik.

4. Plagioklász fenokristály fenti augitos hipersztén-kloro-karboandezitben. Nagyítás: $25\times$, + Nik.



4. melléklet. A Zsófia-táró bányaföldtani térképe

Jelmagyarázat: 1 – szilikokálitrichit, 2 – hidrokálitrichit, 3 – kálitrichit, 4 – hidroandezit, 5 – kloroandezit, 6 – amfibolos hiperszténandezit

nem kizárólag fluidálisan rendezett különféle méretű káliföldpát kristályokból áll a kőzet.

A táró a telér keresztvezése után ismét ragyogóan mutatja a kálitrachit-hiperszténandezit átmeneti sorozatot. Először kissé kovásodott kálitrachitban, majd erősen elbontott amfibolos hiperszténhidroandezitben halad. Ezt a táró végén az 50 m-ben már jelentkező sötétszürke amfibolos hiperszténortoandezit váltja fel. Ez a két, néhány m vastag sötétszürke, el nem változott hiperszténortoandezit szakasz mind PÁLFYNÁL, mind LIFFÁNÁL, a kálitrachitot áttörő fiatalabb piroxénandezit teléreként szerepelt. Egyikük sem vette észre, hogy ez csak érintetlen, káliumfeldúsulást nem szenvedett „maradék” andezit, amely fokozatosan különböző metaváltozatokon keresztül ismét kálitrachitba megy át. Mindezt a 11. táblázat K_2O elemzési adatai is alátámasztják (IX. tábla 3., 4. fénykép).

11. TÁBLÁZAT

A Zsófia-tároról vulkanitjainak alkálioxid-tartalma

A minta helye	A kőzet neve	K_2O %	Na_2O %
Bejárattól 45 m	Amfibolos hipersztén- ortoandezit	2,10	3,27
Bejárattól 46,5 m	Kálitrachit	8,59	0,65
Bejárattól 47,2 m	Kálitrachit	9,07	0,56
Tároról és Zsófia-telér keresztvezésétől	Kálitrachit	8,83	1,24
Zsófia-telér, D-i csapásvágot, fenti keresztvezéstől 395 m-re	Kálitrachit	14,00	0,85

A *Teréz-tároról* szintjén (410 m tszf), amely az említett Kánya-hegyi szelvénynél (5. térképmelléklet) többszáz méterrel délebbre tárja fel Ny-i irányban a Kánya-hegyet, a két kőzet, a piroxénandezit és kálitrachit egymáshoz való viszonya igen érdekesen alakul.

A táró piroxénortoandezitben indul, 40 m körül hidro-, majd 50 m körül piroxénkloroandezitet harántol. 80 m körül erősen elkarbonátosodott piroxénkarbo(sziliko)-andezit jelentkezik. A kőzet mikroszkópos képe, opacitósodott szegélyű ásványaival (amfibol, hipersztén) a fenokristályokban, alapanyagban, repedésekben jelentkező karbonátjaival oxidatív hatásra, nagy mennyiségű CO_2 -re utal. Propilitesedést a táró e szakaszán nem észlelünk.

12. TÁBLÁZAT

A Teréz-tároról vulkanitjainak alkálioxid-tartalma

A minta helye	A kőzet neve	K_2O %	Na_2O %
Bejárattól 82 m	Amfibolos karbo-szilikoandezit	1,52	1,26
Bejárattól 242 m	Amfibolos kloro-hidroandezit	2,30	1,28

A *Teréz-tároról* a továbbiakban a Jószerencsét-telérig piroxénkloroandezitet, piroxénandezit-pszudoagglomerátumot, a Jószerencsét-telér mellett káli-

trachitot harántolt. A kálitrachit a Jószerencsét-telér után néhány méterre ismét változó lebontási fokú, hiperszténkloroandezitbe megy át (5. térkép melléklet).

A Lobkowitz-telér mentén ismét megjelenik a kálitrachit. A táró elérhető végének (bejárattól 242 m) kőzete jól meghatározható amfibolos hiperszténkloro-(gyengén propilites)-andezit mikroholokristályos porfirós szövettel, kloritos hiperszténnel, opacitos amfibollal, gyengén szericites földpáttal. Százalékos ásványos összetétele: amfibol (opacitos) 8%, hipersztén (kloritos) 15%, plagioklász (szericites) 70%, limonit + egyéb ásvány 5%, kvarc 2%. K_2O -tartalma a táró első részéből leírt karboandezitnél nagyobb, gyenge propilitesedésre utal.

A táróban tehát (l. az 5. térkép-mellékletet) piroxénandezit uralkodik. Kálitrachit mindössze néhány m vastagságban csak az érces telérek mentén jelentkezik. A kálitrachit piroxénkloroandezittel érintkezik, amely fokozatosan hidrováltozaton át piroxénortoandezitbe megy át.

Kétségtelenül az ércesedést is hozó teléres főhasadékok (Jószerencsét, Lobkowitz-telér) szállították a kálidús oldatokat. A kálifeldúsulás intenzitása azonban nem volt olyan nagyfokú, mint a Teréz-tárótól É-ra (Mária-táró, Zsófia-táró, Csengőbánya 80-as irányvágat) az ércesedés központi részén. Így a kálitrachit mennyisége az amfibolos hiperszténkloroandezithez képest háttérbe szorul.

Csengőbánya behatoló-táró. A Kánya-hegy belsejének földtani felépítéséhez a legtöbb adatot a hegy D-i részén fekvő Csengőbánya különböző szintű feltárásai (Csengőbánya behatoló-táró, 80 m-es akna, 80-as szintű irányvágat) szolgáltatták. A 412,54 m-ben (tszf) induló behatoló táró váltakozva amfibolos piroxénandezitet és kálitrachitot harántolt.

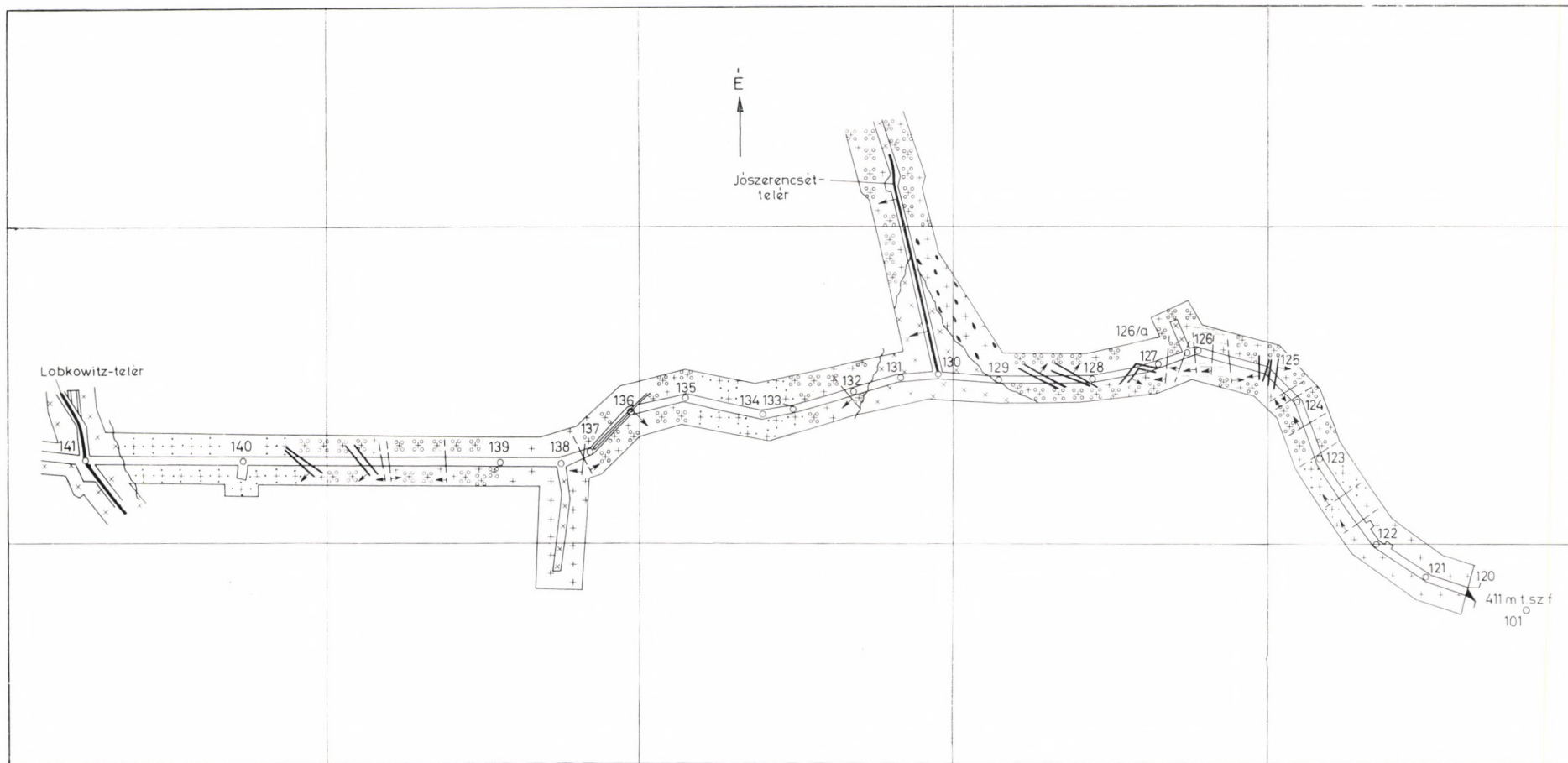
A behatoló táró első szakasza sárgásszürke, lilásszürke erősen elbontott, agyagásványosodott, felületén gyakran limonitfoltos hidroandezit, illetve 100 m-től hidrokálitrachit. Utóbbiban szabad szemmel csak a színes elegyrészek oszlopos kristályai ismerhetők fel. Szöveve mikroszkóp alatt pilotaxitos. A nagy káliföldpát beágyazások épek vagy szericitesedtek. Leggyakoribb színes elegyrész a hipersztén. Amfibol, augit lényegesen ritkább. A színes elegyrészek kloritosodtak, limonitosodtak, opacitosodtak. A táró 205–220 m között szürke amfibolos piroxénandezitben, illetve piroxénhidroandezitben halad. Majd váltakozva ismét kálitrachit, illetve kloroandezit következik.

A behatoló táró végső szakasza 550 m után ismét fehéresszürke, szürke, zöldesszürke kálitrachitban alakult ki. Feltűnő benne már szabad szemmel is a legtöbbször ép, csillogó üvegfényű, léces kifejlődésű káliföldpát és a változó intenzitású piritesedés (13. táblázat).

Mikroszkópos képében több mm-es, léces kifejlődésű káliföldpát-kristályok dominálnak. A káliföldpát helyenként 1–2 cirkon zárványt is tartalmaz. A színes elegyrészek a kloritos, limonitos kitöltés miatt pontosan meg nem határozhatók. Csak átmetszetükről ismerhetők fel. Így megállapíthatóan a hipersztén dominál, az augit és az amfibol ritka.

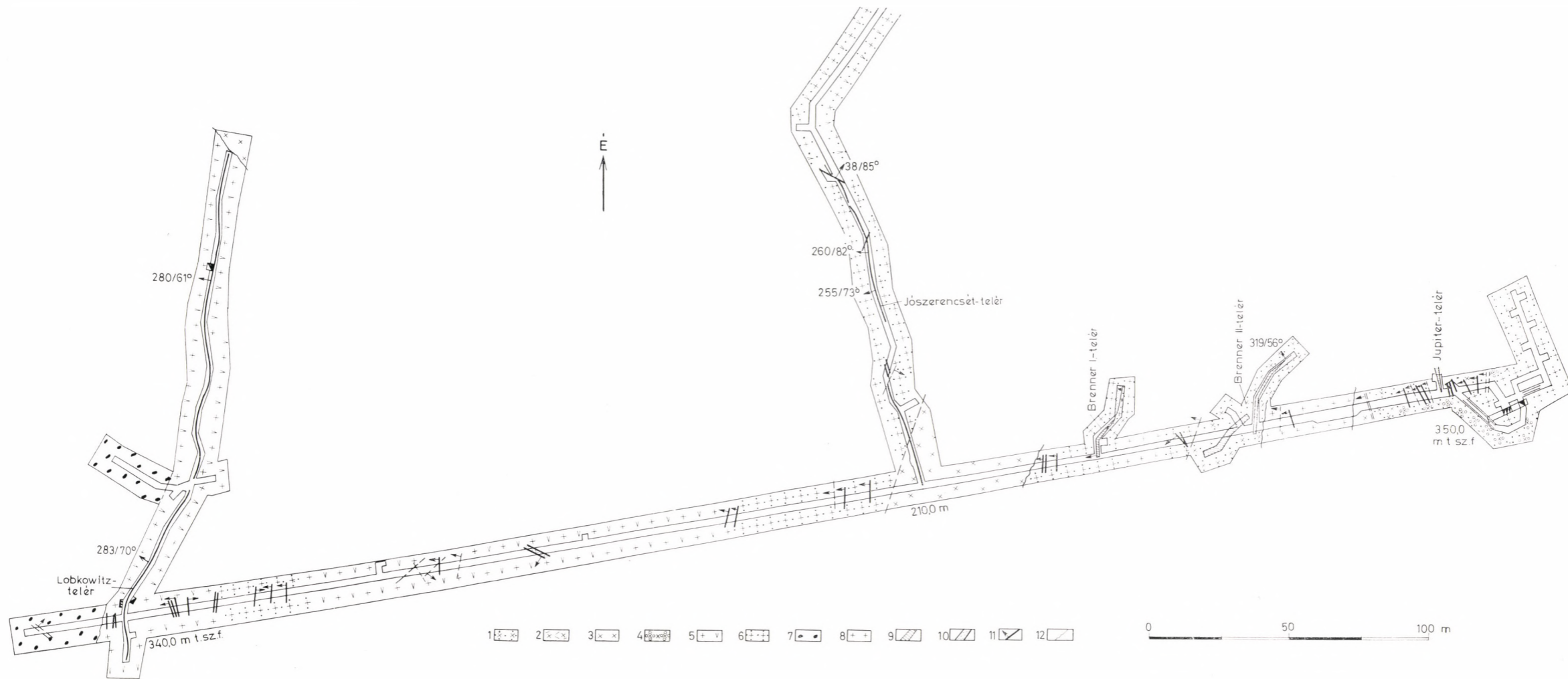
Mikroszkópos kép alapján a plagioklász fokozatos K-kiszorítás emészti fel, nyomát a telkibányai területen ritka jelenségként a káliföldpátban néhol még felismerhető albit-ikerlemezesség őrzi. Ezt a fokozatos K-feldúsulást „trachitosodást” az elemzési adatok is jól mutatják.

A Csengőbánya behatoló szintjén tehát a piroxénandezit kálitrachit változása, különösen pedig az amfibolos piroxénandezit fokozatos metaszo-



5. melléklet. A Teréz-táró bányaföldtani térképe. $M = 1 : 1000$

Jelmagyarázat: 1 – piroxénandezit, 2 – piroxénandezit-pszudoagglomerátum, 3 – hidroandezit, 4 – karboandezit, 5 – kloroandezit, andezitogén propilit, 6 – kálitrahit, 7 – kvarcos, ill. agyagos-okkeres telérkítőltés, 8 – okkeres hasadékkítőltés, 9 – okkeres hasadékkítőltés, 10 – nem éles közethatár, 11 – mérési pont



6. melléklet. Csengőbánya 80-as irányvágat bányaföldtani térképe

Jelmagyarázat: 1 – szulfokálitrachit, 2 – szilikokálitrachit, 3 – kálitrachit, 4 – klorokálitrachit, 5 – andezitogén propilit, 6 – hidroandezit, 7 – piroxénandezit-pseudoagglomerátum, 8 – amfibólos augit-hiperszténortoandezit, 9 – érces zóna, 10 – ércimpregnáció, 11 – kvarcos, pirites éretelér, ércsinór, 12 – nem éles kőzethatár

A Csengő-tározó vulkanitjainak alkálioxid-tartalma

A minta helye	A kőzet neve	K ₂ O %	Na ₂ O %
Bejárattól 595 m, Ny-i oldal	Szulfo-szilikokálitrachit	8,66	0,73
Bejárattól 599,1 m K-i oldal	Klorokálitrachit (1—2 plagio- klász még felismerhető)	7,66	1,46
Bejárattól 606,54 m vájvég	Szulfo-kloro-szilikokálitrachit	8,47	0,85

tikus átalakulása „trachitosodás”-a mikroszkóposan, és az elemzési adatok alapján egyaránt nyomon követhető.

A Csengőbánya ún. 80-as szinti irányvágatában 80 m-rel ugyan mélyebben (340 m tszf), de a Teréz-tárónál lényegesen északabbra, azaz az ércesedés központjában több a kálitrachit (6. melléklet).

A terület ércföldtani megismerése és a kálitrachit genesisének tisztázása szempontjából nemcsak a Kánya-hegy, hanem az egész terület egyik legértékesebb feltárása. A telérek csapására és a főszerkezeti irányokra közel merőleges K—Ny-i irányvágatban kitűnően észlelhető a piroxénortoandezit, a piroxénhidroandezit, a propilites piroxénandezit és a kálitrachit szakaszos változása, a K-dúsulást eredményező folyamatoknak az É—D-i irányú hasadékokhoz, törési vonalakhöz való kötöttsége, a piroxénortoandezit, a piroxénhidroandezit, a propilites piroxénandezit, kálitrachit egymásba való fokozatos átmenete.

A 80-as szinti irányvágat eleje az akna után világosszürke, finoman pirithintéses szulfo-kloroandezit. A Jupiter-telér mellékkőzetében részben a porfiros plagioklászok helyén, részben az alapanyagban K-földpát is megjelenik. A K-tartalom növekedésére a 14. elemzési táblázat is utal. A színes elegendék közül elkloritósodott átmetszeteiről csak az amfibol ismerhető fel. Jellemző elegyrészei a kőzetnek a néhány mm-t meghaladó korrodált kvarc fenokristályok. 80 m-től a K₂O-tartalom fokozatosan még tovább nő, s 80—100 m között a Brenner II. telér zónájában kálitrachitot harántolt az irányvágat.

A mellékkőzet emellett úgy a Jupiter-telér, de különösen a Brenner II. telér zónájában erősen kovás és csaknem megszakítás nélkül pirites. A Brenner II. telér után az irányvágat 105 m-ében teljesen ép piroxénandezit, pontosabban amfibolos hipersztén-augitortoandezit, illetve kloroandezit észlelhető. A csaknem fekete mikroholokristályos porfiros szövetű kőzet fenokristályként a leggyakoribb hipersztén és jellemző augit mellett, jelentős mennyiségben opacitósodott amfibolt, kevés korrodált kvarckristályt is tartalmaz. Kémiai összetételét az 5. táblázatban, szemmagysági görbéjét a 6. ábrán tüntettük fel.

K₂O-tartalma a Brenner I. telértől fokozatosan nő, s a Jószerencsét-telér mellett mint hasonló szövetű és ásványos összetételű kőzet „trachitosodva” kálitrachitként jelentkezik (14. táblázat).

A Jószerencsét-telértől a kálitrachit fokozatosan propilites amfibolos piroxénandezitbe megy át, amely lényegében a Lobkowitz-telérig tart. E propilites szakaszban csak egyes épen maradt piroxénandezit, ill. kloroandezit tömböket találunk. Az irányvágatban észlelt kőzettani változásokat a 14. táblázat alkálioxid értékei is jól tükrözik.

A Csengőbánya 80-as szintű irányvágat vulkanitjainak alkálioxid-tartalma

A kőzet lelőhelye	A kőzet neve	K ₂ O %	Na ₂ O %
Aknától 16 m, Jupiter-telér mellék-kőzete	„Trachitosodó” amfibolos szulfo-kloroandezit	4,65	0,34
Aknától 105 m	Amfibolos augit-hiperszténortoandezit	1,43	1,86
Aknától 208 m, Jószerencsét-telér mellékkőzete	Szulfo-szilikokálitrachit	7,85	0,93
Aknától 321 m	Propilites (zöldkőves) amfibolos piroxénandezit	2,96	1,19
Aknától 376 m (a)	Piroxénorto-(kloro)-andezit (ép tömb alábbi propilitben)	1,72	2,13
Aknától 376 m (b)	Propilites piroxénandezit (közvetlenül fenti ép tömb mellől)	3,92	1,04

A Jószerencsét-telér után harántolt, említett propilites (zöldkőves) piroxénandezit a zöldkő fácies egyik legjellemzőbb kifejlődése.

Az andezitogén propilitre a több mm-es léces, ritkábban táblás kifejlődésű plagioklász jellemző, amelyen a zónásság és ikerlemezesség jól felismerhető. A plagioklász sokszor egészen ép, de mind a mikroszkópos, mind a röntgen-diffraktométeres vizsgálat szerint lényegesen savanyúbb (albit-oligoklász), mint a piroxénortoandezitben. A röntgen-diffraktométeres felvételen emellett szanidin vonalak is megjelennek (lásd a 10. ábrát). A földpátok helyenként szericitesedtek. Az színes elegyrészek helyét kloritos, kalcitos halmaz tölti ki. A klorit klinoklór. Az agyagásványokat kisebb mennyiségben (5–10%) montmorillonit, illit képviseli. A pirit impregnáció jellegzetes, de a pirit itt nem tipomorf elegyrész.

Az andezitogén propilit egészen a Lobkowitz-telérig tart, sőt a harántolásnál a Lobkowitz-telért is az andezitogén propilit kíséri (l. a 6. mellékletet). A Lobkowitz-telér után a 80-as szintű irányvágat vége feltűnő andezit-pszudogglomerátumban alakult ki (l. az V. táblát).

A Csengőbánya 80-as szintű irányvágatában a piroxénortoandezit, a propilites piroxénandezit és a kálitrachit szakaszos váltakozásán kívül érdekes adatként jelentkezett, hogy a Kánya-hegyi érces telérek e mélyebb bányászati feltárásban részben nem kálitrachitban, hanem kisebb K-feldúsulást mutató andezitogén propilitben (Jupiter–Lobkowitz-telér) alakultak ki. Azonban előzőkkel teljesen összhangban (l. a 6. térképmellékletet) a Lobkowitz-telér É-i csapásvágatában két kisebb szakaszon már kálitrachit is megjelenik, s 20 m-rel feljebb a csapásvágatból hajtott bányászati feltárásban kálidús kálitrachit a telért kísérő mellékkőzet.

Az andezit petrometallogenetikai fejlődésének nyomokkísérése a különböző bányászati feltárásokban — ahogy erre már utaltunk — tette lehetővé azoknak a folyamatoknak a felismerését, amelyek az ércanyag mobilizálásában és koncentrálásában a legfontosabb szerepet játszották. De még mélyreható vizsgálat alapján is igen nehéz megállapítani a folyamatok a pré-, és poszt-metallogenetikus jellegét.

Egyedül a propilitesedés az a folyamat, amely regionális fellépése esetén biztosan prémetallogenetikus. A vele kapcsolatos kloritosodás, vagy szericitesedés önálló folyamatként már lehet szín- és posztmetallogenetikus is.

A kálimeszomatózist sem lehet kizárólagosan prématallogenetikus folyamatnak tekinteni, hiszen az adular nagy tömegű jelentkezése a különböző éretelésekben színmetallogenetikus jellegéről is tanúskodik. De ugyanez áll a karbonátosodásra is. A kalcit és dolomit tipomorf ásványa a prématallogenetikus propilitisedésnek. Színmetallogenetikus kísérője a nemesfém-tartalmú teléréknek, sőt az éretelék legfiatalabb meddő kísérője is lehet. Az agyag-ásványosodás is lehet ascendens mobilizációval kapcsolatos szín- és poszt-metallogenetikus, illetve deszcendens mobilizációval kapcsolatos posztmetallogenetikus folyamat.

Ezért nem a 3. táblázatnak megfelelő hármás felosztásban, hanem külön-külön jellemzem az egyes folyamatokat (kloritosodás, propilitisedés, szericitedés), rámutatva, hogy mi a fő jellegük, melyek a legfontosabb mobilis komponenseik, s mi a fő szerepük az érces telérék anyagai kitöltésének kialakításában. Ezek a megállapítások egyszersmind az érces terület genetikai viszonyait is tükrözik. A petrometallogenetikus folyamatok tárgyalási sorrendje a 3. táblázat sorrendjével megegyezik.

Az andezites vulkáni működés hiposzakasza kloritosodással, szericitedéssel

Prématallogenetikus kloroandezit.

Petrometallogenetikai sor: ortoandezit → kloroandezit.

Mobilis komponens: H_2O , (CO_2) .

Az andezites vulkáni működés hiposzakaszának legfontosabb mobilizáló faktorai a H_2O és a CO_2 . Ezek a kristályosodás végső szakaszában szericitedést, kloritosodást, karbonátosodást eredményeznek (a földpátok szericitednek, a színes ásványok kloritosodnak), kloro-, hidro-(karbo)-andezitet hoznak létre.

15. TÁBLÁZAT

Az ércesedést kísérő ortoandezit és kloroandezit átlagos ásványos összetétele térfogatszázalékban

	Kőzet (paragenetikai egység)	
	ortoandezit	kloroandezit
Plagioklász	58%	48%
Augit	10	3
Hipersztén	15	—
Amfibol	5	5
Kvarc	3	6
Klorit	4	22
Szericit, illit, montmorillonit	—	8
Kalcit	—	2
Pirit	—	—
Egyéb	5	6
	100%	100%

A kloroandezit átmeneti típust képvisel, az előzőekben részletesen jellemzett piroxénortoandezit és a propilités andezit között. Ásványparagenézisét az ortoandezitével összehasonlítva a 15. táblázat tünteti fel.

A plagioklász fenokristályok összetétele lényegesen nem változik, legfeljebb részleges szericitesedés lép fel. Ezzel szemben a színes elegyrészek, különösen a fenokristályok jelentősen átalakulnak, uralkodóan klinoklórrá változnak. A hipersztén — ahogy a táblázatból is kitűnik — teljes egészében kloritosodott. Kisebb mennyiségben szericiten kívül montmorillonit is fellép. Az ásványos összetételben mutatkozó változást a kémiai összetétel is jól követi (16. táblázat).

Kémiai összetétel: A főkomponensek közül nő az Al_2O_3 , a H_2O^+ , a H_2O^- és kisebb mértékben a K_2O mennyisége. Megváltozik a kloroandezitben az Fe_2O_3 : FeO arány is, az oxidációs fok csökken, a vastartalom az FeO javára tolódik el. A K_2O növekedésével párhuzamosan csökken az Na_2O -tartalom is.

Nyomelemek: A sziderofil, pegmatofil és kalkofil nyomelemek mennyisége az ortoandezitben elért értékhez képest csökken. A 13. ábrán a Ni, a Cr, a Zn, az Ag és kisebb mértékben a Pb mennyiségének csökkenése jól megfigyelhető (l. a 13. ábrát).

16. TÁBLÁZAT

Piroxénkloroandezit kémiai összetétele a telkibányai érces területen összevetve a piroxénortoandezit átlagos összetételével

Elemző:	Piroxénortoandezit átlagos kémiai összetétele	Piroxénkloroandezit Telkibánya 2. 153,4—155,3 m	Piroxénkloroandezit Telkibánya Csengőbánya 80. sz. irányvágat 376 m
	—	SIMÓ B.	SIMÓ B.
	%	%	%
SiO_2	56,22	51,76	59,16
TiO_2	0,85	0,63	0,56
Al_2O_3	16,72	18,26	18,37
Fe_2O_3	4,24	3,02	1,43
FeO	3,30	3,31	3,49
MnO	0,11	0,11	0,06
MgO	2,89	4,50	3,91
CaO	7,88	8,80	4,99
Na_2O	3,33	2,18	2,13
K_2O	1,03	1,60	1,72
P_2O_5	0,16	0,07	0,10
CO_2	0,27	2,61	0,59
H_2O^-	0,33	1,55	0,71
H_2O^+	2,11	2,50	2,88
Összesen:	99,44	100,90	100,10

A kloroandezit mennyisége a telkibányai ércesedés területén a bányászati és kutatási feltárásokban észlelték alapján nem éri el az ortoandezit vagy az andezitogén propilit mennyiségét, hanem kisebb mennyiségben a két főparagenézis (propilit, kálimetaszomatit) petrogenetikai fejlődési sorának átmeneti tagjaként jelentkezik.

Fentiekből következik, hogy a kezdeti kloritosodás az andezit kémiai alkotóit mobilizálja. Az ércanyag dúsításában még nincs különösebb szerepe. Legfontosabb ércjelző jellege, ami a színes ásványok kloritosodásán keresztül jut érvényre.

Prématallogenetikai hidroandezit.

Petrometallogenetikai sor: ortoandezit → hidro-hipoandezit.

Mobilis komponens: H_2O .

A szericitesedés a telkibányai ércesedés területén általánosan elterjedt. Igen nehéz azonban az elterjedésében jelentkező szabályszerűséget megállapítani, különös tekintettel arra, hogy e képződmény prématallogenetikus, színmetallogenetikus és posztmetallogenetikus is lehet.

Prématallogenetikus a szericitesedés az ércesedés mélyebb részein, ahol legtöbbször — mint láttuk — a kloritosodást kíséri. Ilyen jelentkezik nagy mennyiségben a bányászati feltárásokban harántolt propilitisedett szarmata andezitben. Ezekben a bányászati feltárásokban a szericit nemcsak ásványos elegyrésze a kloroandezitnek, vagy propilitnek, hanem igen gyakran mint jelentős mennyiségű szericitet tartalmazó hidroandezit, önálló paragenezisként is jelentkezik. Ilyen jellegű a Ferdinánd-altáróban, a Zsófia-táróban, ahol a piroxénortoandezit szericit tartalmú hidro- és kloroandezit stádiumokon át éri el a propilités állapotot és a maximális kálimetaszomatózist. De különösen nagy mennyiségben jelentkezik a Teréz-táróban, ahol a kloroandezit szintén hidroandeziten át érintkezik a piroxénortoandezittel.

Ugyanitt, a Lobkowitz-telér után harántolt amfibolos hidro-kloroandezit ásványos összetétele jól tükrözi a szericit jelentős mennyiségét (17. táblázat).

17. TÁBLÁZAT

Hidro-hipoandezit térfogatszázalékos ásványos összetétele

Szericites plagioklász	70%
Kloritos hipersztén	15%
Amfibol	8%
Opak + egyéb	5%
Kvarc	2%
	<hr/> 100 %

Fő alkotóinak kémiai összetétele, nyomelem-tartalma az ortoandezitétől alig tér el. Csupán H_2O^+ -tartalma emelkedik.

A szericitesedés önmagában mint hipofolyamat a fémmobilizálásban, a fémfelhalmozásban különösebb szerepet nem játszik, de jelzi az ércesedés fellépésének lehetőségét.

Az andezites vulkáni működés hiposzakasza regionális kloritosodással, szericitesedéssel, piritisedéssel. Propilitesedés.

Andezitogén propilit.

Petrometallogenetikai sor:

ortoandezit —————> kloroandezit —————> propilit.

Mobilis komponensek: H_2O , CO_2 , S, K_2O .

Az ércesedést megelőző prématallogenetikus folyamatok legfontosabbika a kárpáti ércesedések területén a regionálisan jelentkező propilitesedés, zöldkövesedés, amely az ércesedéssel összefüggésben aszcendens mobilizáció eredményeként jön létre. Uralkodóan hipo-, ritkábban metavulkánit.

A fiatal kárpáti harmadkori vulkáni terület a propilitesedés kérdésének tanulmányozására különösen alkalmas. Magát a zöldkő (Grünstein) megnevezést a kárpáti érces vulkáni terület képződményeire már BEUDANT (1822) is alkalmazta. A propilit megjelölés későbből RICHTHOFENTŐL (1861) származik.

RICHTHOFEN helyesen észlelte, hogy a kárpáti vulkáni hegységekben a propilitesedés és ércesedés között szoros kapcsolat áll fenn. Ez kitűnik a Tokaji-hegységre vonatkozó megjegyzéséből is. Az Eperjes—Tokaji-hegység — írja RICHTHOFEN —, amely a kassai törésből meredeken emelkedik ki, ércelőfordulás szempontjából sokkal szegényebb, mint a nagybányái terület. Ennek fő oka, hogy az érchező „zöldkő trachitok” (propilitek) a Tokaji-hegységben csak alárendelt szerepet játszanak és számottevő mennyiségben kizárólag Telki-bánya környékén jelentkeznek.

A propilitek nagytömegű kárpáti megjelenése eredményezte, hogy a kárpáti hidrotermális ércesedések tanulmányozói adták RICHTHOFEN után is a propilit legjobb jellemzését a nemzetközi földtani tudomány számára. Így SZABÓ J. RICHTHOFENNEL szemben a „zöldkő trachitot”, propilitet nem tekintti önálló kőzetfajnak. Véleménye szerint a propilit olyan „vulkáni utóhatás előidézte módosulat, amelynek minden trachit-típus ki lehet téve”. A zöldkő-módosulat tehát szolfatára hatásra utólagosan keletkezik, a kérdéses vulkánból nagynyomású gőzök és elsősorban vízgőz jelenlétében. A „meddő kőzet” és propilit között — SZABÓ J. ma is érvényes véleménye szerint — szoros térbeli összefüggés és asszociációs kapcsolat áll fenn, köztük a határ nem éles, hanem fokozatos. „Nem határ a geológusra nézve, kinek a zöldkő és a meddő kő egy és ugyanazon kőzet lehet, akkor, ha erről az ásványasszociáció és a térbeli összefüggés alapján meggyőződést szerez.”

SZABÓ J. után a kárpáti vulkáni hegységeket tanulmányozó kiemelkedő kutatók közül elsősorban INKEY (1906), LAZAREVIĆ (1913) és PÁLFY (1916) foglalkoztak regionális szemlélettel a propilitesedés kérdésével. SZABÓ JÓZSEFFEL szemben kiemelték, hogy a propilitesedés nem egyszerű posztvulkáni felszíni folyamat eredménye, hanem a propilitesedés mélyebben jön létre.

Hogy a zöldkővesedés kérdése századunk elején mennyire a nemzetközi tudomány érdeklődésének előterében állt, azt legjobban az 1906. évi Mexikói Nemzetközi Geológiai Kongresszus anyaga igazolja. INKEY BÉLA itt elhangzott előadása és a kiadványban megjelent dolgozata rendkívüli sikert aratott és figyelmet keltett. Dolgozata határozott állásfoglalás és jól kidolgozott hipotézis a fiatal vulkánosság és hozzá kapcsolódó ércek genezise között. INKEY felismerte és különösen hangsúlyozta a propilit és az Au—Ag ércelemek szoros kapcsolatát, de véleménye szerint nincs egyenes összefüggés a propilitben található ércelep mérete és a propilitesedés intenzitása között. A propilitesedés regionális jellegű folyamat, és nem kapcsolódik olyan szorosan az ércelepekhez, mint a kaolinosodás. Így van ez az Erdélyi Érc-hegységben is, ahol a propilitek INKEY szerint az erupciós központok felett jelentkeznek, de köztük és az ércelepek között nincs közvetlen kapcsolat.

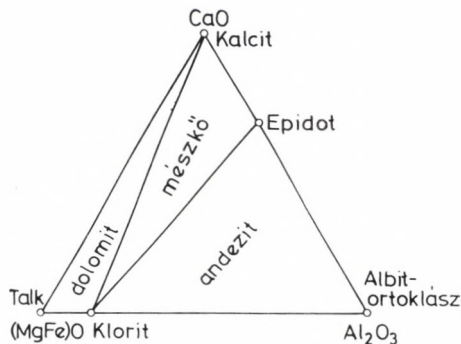
LAZAREVIĆ jól észrevette a színes ásványok érzékeny reagálását a propilitesedésre. Megfigyelése szerint közönséges nyomáson és hőmérsékleten CO₂-tartalmú vízben az oligoklász sokkal kevésbé oldódik (0,533%), mint pl. az amfibol (1,536%). Ez jól megmagyarázza azt is, hogy miért az amfibol és a piroxén kloritosodik, míg a földpát viszonylag egészen ép marad. Rámutatott arra is, hogy a propilitek között teljesen ép andezit is jelentkezhethet, és a propilites átalakulás megjelenése tektonikai zavargási zónákkal törvényszerűen összefügg.

PÁLFY az Erdélyi Érc-hegységben és a Gutin-hegységben végzett vizsgálatok alapján szintén arra következtetett, hogy a propilitesedés már a kürtőben, vagy még mélyebben következik be, kiterjed a kőzettest egész tömegére,

és nemcsak a hasadékok szomszédságára szorítkozik. Teljesen téved azonban — ahogy erre nagy vitájukban INKEY már rámutatott —, amikor „zöldkőves” anyagot szolgáltató vulkánról beszél. A kárpáti vulkáni hegységeket vizsgáló nagy úttörők is megállapították már, hogy a zöldkő (propilit) nem önálló kőzetfaj, nem egyszerű felszíni posztvulkáni folyamat eredménye, hanem a zöldkővesedés regionális, petrogenetikai folyamat.

VENDEL M. (1947—48) a kárpáti vulkáni hegységekben az érchozó vulkanit összetételét és az ércesedés kapcsolatát vizsgálva szintén részletesen foglalkozott a propilitesedés kérdésével. Vizsgálatai alapján arra az eredményre jutott, ha a propilitesedés és az ércvezető hasadékok között nincs is közvetlen kimutatható intenzitásbeli kapcsolat, akkor is a propilitesedés a szükségszerű előfeltétele a kérdéses terület Au—Ag, illetve színes szulfidos ércesedésének. Nincs a kárpáti neogén vulkáni vonulatban olyan nemesfemes és színes szulfidos ércesedés, amely ne kapcsolódna kiterjedt zöldkővesedéshez.

A propilitesedésnek VENDEL megállapítása szerint két feltétele van. Az egyik a magmatit vízben való gazdagsága, a másik „propilitesedés”-re alkalmas ásványok jelenléte a magmatitban. A két feltétel ellentétes irányúnak tűnik, amely csak szerencsés földtani körülmények között hat azonos irányban. A bázisos, rendszerint mélyben rekedt magmák ugyanis propilitesedésre alkalmas sötét szilikátokat lényegesen nagyobb mennyiségben tartalmaznak, viszont kevesebb a lehetőségük, hogy a felszínközeli vízben gazdag üledékeivel hosszú időn át érintkezzenek. A sötét szilikátokban szegényebb, savanyú magmáknak viszont több könnyen illó, illetve H_2O felvételére van lehetőségük.



7. ábra. Korzsinszkij propilit-fácies diagramja

A propilitesedés fiziko-kémiai értelmezésével, illetve általános érvényű megfogalmazásával utóbbi időben KORZSINSZKIJ D. S. (1959) és SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959, 1966) foglalkozott. KORZSINSZKIJ szerint a propilitesedés a metasomatikus folyamatok egyik változata. A metasomatikus folyamatoknál, így a propilitesedésnél is nehezen kicserélhető inert összetevőket és a környezettel bármilyen arányban kicserélhető mobilis összetevőket különböztet meg. A kőzetegyensúly kialakítása szempontjából a nyomáson és hőmérsékleten kívül csak az inert összetevők tömege a döntő. Ilyen az Al_2O_3 , CaO , MgO . Utóbbi KORZSINSZKIJ diagramjában az FeO -val vonja össze (7. ábra). A propilites fácies jellemző mobilis komponensei KORZSINSZKIJ szerint H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , S és O_2 . Ezek irányítják a metasomatikus folyamatot. A propilites andezit 3 tipomorf ásványa: albit, epidot, klorit. Na-

gyobb mennyiségű karbonátos kőzet jelenléte esetén epidot, klorit, kalcit keletkezik. A kvarc és pirit csak jellemző mellékes elegyrészei a fáciesnek.

KORZSINSZKIJ eredményei összhangban állnak SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉRNEK a hipo- és metamagmatitok képződésére vonatkozó megállapításával.

SZÁDECZKY szerint a hipo- és metamagmatitok képződése transzvaporizációs, tágabb értelemben vett metasomatikus folyamat, ami addig halad előre, amíg az eredeti ásványtársulás teljesen el nem tűnik és új egyensúlyi társulás alakul ki. A propilit fácies ilyen többásványos egyensúlyi társulást képvisel. Mikroszkópos megfigyelések, kémiai elemzés, nyomelem vizsgálatok alapján érces területünk andezitogén propilitjét röviden a következőkben jellemezzük.

Ásványos összetétel: A piroxénandezitben a prémetalogenetikus átalakulás első eredményeként kloritosodás indul meg. A klorit (klinoklór) mellett, de legtöbbször a klorit megjelenése előtt 10–20%-ban agyagásvány (uralkodóan montmorillonit, kisebb mennyiségben illit) is jelentkezik. Nagyobb mélységben a klorit mellett epidot is megjelenik. A kalcit is tipomorf alkotója a propilit fáciesnek (l. a VI. és a XXIV. táblát). A pirit jellemző mellékes elegyrész.

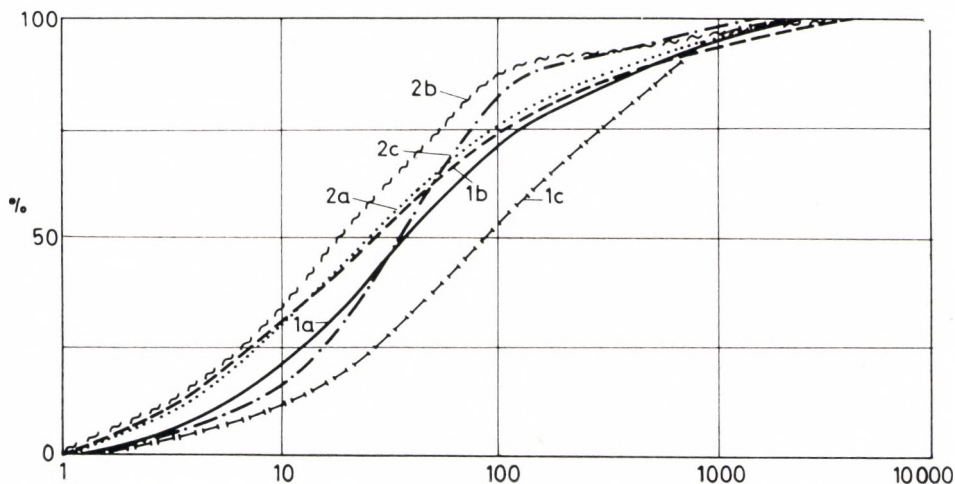
Tartós hatás esetében a propilitesedés előrehaladásával a földpát fenokristályokban is változás történik. Az andezit-labrador összetételű plagioklász albit-oligoklász típusú plagioklásszá alakul, és mellette legtöbbször 10%-ot is meghaladó mennyiségben szanidin is megjelenik. A telkibányai érces területen is tehát albit, klorit, epidot, illetve kalcit, klorit, epidot a propilit tipomorf ásványai.

Kémiai összetétel: A propilit kialakulása a kémiai összetételben is jelentős változást eredményez. A kémiai elemek közül elsősorban a kőzet fő komponensei reagálnak érzékenyen a változásra, és így főleg a fő összetevők mennyisége változik (18. táblázat). A kloroandezithez képest tovább nő a H_2O^+ , a H_2O^- , az Al_2O_3 , a K_2O mennyisége. A CaO , a Na_2O és az O_{Fe} értéke csökken. Az ortoandezitben az O_{Fe} 2,57, a propilitben 0,76, ami jól mutatja a propilitesedéshez szükséges redukciós körülményeket.

Nyomelemek: A nyomelek paragenézise az andezitogén propilitben különösen érdekes. A rendelkezésre álló adatok szerint a Cr mennyisége az ortoandezittől a kloroandezitig csökken, a sziderofil és pegmatofil elemek mennyisége alig változik. A kalkofil nyomelemek jórészenek (Zn, Pb, Ag) mennyiségében azonban — a Cu-t kivéve — lassú emelkedés állapítható meg. De az emelkedés ellenére is a propilitben csak a Pb mennyisége múlja felül az ortoandezites értéket, a Ni Zn, Ag alig éri el, a Cr pedig alatta marad. Az andezitogén propilit, de különösen a kloroandezit csökkent nehézfém tartalmával az ortoállapothoz képest kilúgzásos állapotot képvisel. A propilitben azonban — különösen a kalkofil elemek mennyisége — már lassan emelkedik. Ezt még kifejezettebbé teszi az a körülmény, hogy a propilit fázis után a kálitrachitban (kálimetaszomatitban) az eddigi meghatározások szerint valamennyi hidrotérmális érc képző fém mennyisége fokozatosan emelkedik (l. a 13. ábrát). De különösen nő a K-t kísérő Ba, és a Fe^{+3} -t kísérő V mennyisége.

Szövet: Összhangban a propilit metasomatikus keletkezésével, szemnagysági görbéi a szarmata szubvulkáni ortoandezittel egyezőek (8. ábra).

Elterjedés: Előzetes megállapításainkkal összhangban, a propilit érces területünkön főleg a mélyebb szinteken elterjedt. Jelentősebb mennyiségben a Gyepű-hegyi ércesedés területén, a Ferdinánd-altáróban (tszf 220–230 m),



8. ábra. Andezitogén propilit szemcsenagysági görbéi.

Jelmagyarázat: 1/a – teljes kőzet, 1/b – plagioklász, 1/c – kalcit (198,2 m); 2/a – teljes kőzet, 2/b – plagioklász, 2/c – kalcit (379,5–380,7 m)

18. TÁBLÁZAT

*Propiliték kémiai összetétele a telkibányai érces területen
összevetve a piroxénortoandezit átlagos összetételével*

Elemző:	Piroxénortoandezit átlagos kémiai összetétele	Propilit (andezitogén) Csengőbánya 80. sz. irányvágat 376 m	Propilit (andezitogén) Telkibánya 2. 363,3–365,2 m
	—	SIMÓ B.	SIMÓ B.
	%	%	%
SiO ₂	56,22	56,05	51,52
TiO ₂	0,85	0,63	0,81
Al ₂ O ₃	16,72	18,36	21,59
Fe ₂ O ₃	4,24	0,83	2,59
FeO	3,30	5,73	3,29
MnO	0,11	0,07	0,18
MgO	2,89	6,57	4,70
CaO	7,88	0,96	2,38
Na ₂ O	3,33	1,04	1,98
K ₂ O	1,03	3,92	3,24
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,12
CO ₂	0,27	0,11	3,01
H ₂ O ⁺	0,33	4,89	3,61
H ₂ O ⁻	2,11	0,75	1,61
Összesen:	99,44	100,00	100,63

a Kánya-hegyi ércesedés területén (tszf 335–340 m), a Csengőbánya 80-as szintű irányvágatában jelentkezik. A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás tanúsága szerint kizárólagosan a propilités fácies nagyobb hőmérsékletű epidotos kifejlődésében a felszíntől számított 600 m-es (tsza 300 m) mélységben lép fel, mégpedig nemcsak a szarmata, hanem a tortonai vulkáni összletben is. A propilit hegységi elterjedésére jellemző, hogy a telkibányai területen kívül nagyobb mennyiségben Hollóháza–Erdőhorváti között jelenik meg. A propilitésedés intenzitása a szarmata andezit vonulat É-i részén nagyobb. A vonulat D-i részéről csak gyenge propilitésedés ismert.

B. Ércesedés alatti és utáni (szín- és posztmetallo- genetikus) folyamatok

Kálímetaszomatózis („adulárosodás”)

Az andezitogén kálímetaszomatit (pszeudokálitrachit) genezise

Petrogenetikai sor: ortoandezit → kloroandezit → propilit →
kálímetaszomatit (pszeudokálitrachit).

Mobilis komponens: H_2O , (CO_2) , (S), O_2 , K_2O .

Több, mint egy évtizeddel ezelőtt ismertük fel, hogy a kárpáti harmadkori vulkánosság területén az arany-ércesedésekhez nemcsak propilitesedés, hanem jelentős káliumdúsulás is kapcsolódik (SZÉKYNÉ FUX V.—HERRMANN M. 1951, SCHERF E.—SZÉKYNÉ FUX V. 1959). Ezt a telkibányai ércesedés területén megjelenő kőzetet, amelyet PÁLFY M. (1929) jelölt először trachit névvel, és amely még a K-sorba tartozó *Niggli-Burri* magmatípusok egyikébe sem volt besorolható, kiemelkedő K_2O értéke miatt kálitrachit névvel jelöltük meg (SZÉKYNÉ FUX V.—HERRMANN M. 1951). (Természetesen ma már tudjuk, hogy ez az elnevezés csak egy petrográfiai megközelítés, ami a genetikai viszonyokat nem tükrözi.) A MAURITZ B. által akkor (1951) felvetett metasomatikus eredetet pedig, mivel kellő földtani adat nem állt még rendelkezésünkre, és a kőzettani vizsgálatok száma sem volt elegendő, elvetettük. A kálitrachitot, mint differenciációs végterméket ismertettük, de utaltunk a „maradékláva” nagy víztartalmára, amely az egyensúlyt a K-földpát javára tolta el (SZÉKYNÉ FUX V.—HERRMANN M. 1951).

Azóta ez a kőzet és a kérdés az érdeklődés előterébe került és K-feldúsulásra vonatkozó újabb adatokat a kárpáti vulkánosság területén több szerző közölt. Így többek közt SZOBOLJEV-KOSZTJUK (1955), FIALA (1959), KISS (1960), GIUSCA (1961), VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1961), BÖHMER (1961), VIDACS (1962), KUBOVICS (1962), VARGA (1964), MEZŐSI (1969).

Ásványos összetétel: a kálitrachitot ásványosan a káliföldpát uralkodó mennyisége jellemzi (l. a VIII. és IX. táblát). A káliföldpát 70–85%-át képezi a kőzetnek (9., 12. ábra). Ez több, mint az ortoandezitben vagy a kloroandezitben kimutatott plagioklász. Ennek fő oka, hogy a kálímetaszomatózis során a fenokristályos plagioklászon kívül az alapanyagból is képződik káliföldpát. A káliföldpát uralkodó mennyiségét — összehasonlítva az orto-, a kloroandezit és a propilit plagioklász tartalmával — a 9. ábra jól szemlélteti.

VIII. tábla

1. Telkibánya 2. fúrás 67,0 m. ▶

Montmorillosodott adulár fenokristály hidrokálitrachitból. Nagyítás: 70×, + Nik.

2. Telkibánya 2. fúrás 939,2–939,4 m.

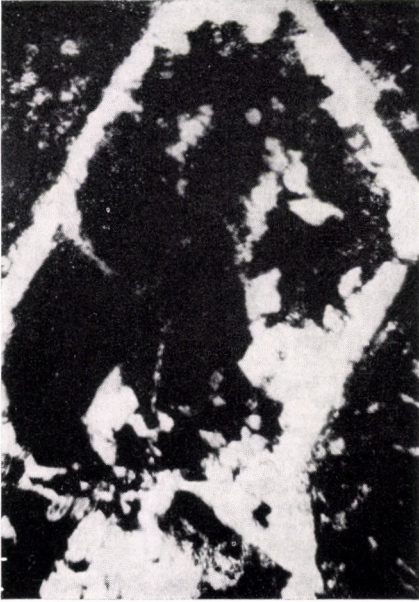
Adulár átmetszetek szulfidos telért kísérő szulfo-szilikokálitrachit kovásodott, karbonátosodott alapanyagában. Nagyítás: 70×, + Nik.

3. Telkibánya 2. fúrás 956,5–957,6 m.

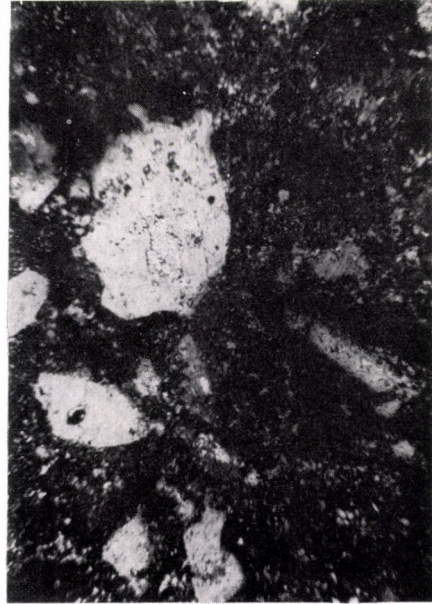
Léces kifejlődésű adulár kovásodott alapanyagú éretelért kísérő szulfo-sziliko-kálitrachitban. Nagyítás: 70×, + Nik.

4. Telkibánya 2. fúrás 578,8–580,7 m.

Kloritosodott hipersztén és kalcedonos szegélyű kloritosodott halmaz karbon-kloroandezitben. Nagyítás: 70×, + Nik.



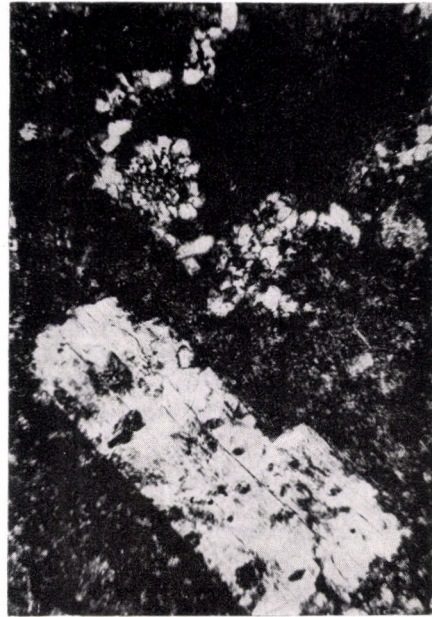
1



2

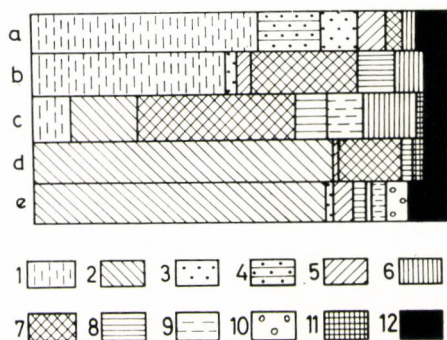


3



4

A kálímetaszomatózis során a kálitrachitban mikroszkópos vizsgálataink szerint kétféle, pontosabban háromféle káliföldpát képződik. A hagyományos káliföldpát nevezéktan szerint plagioklász pszeudomorfozaként szanidín és triklin „adulár” az alapanyagban monoklin „adulár” jelenik meg. A meg-



9. ábra. Orto-, kloroandezit, propilit, kálitrachit, térfogatszázalékos összetétele
a — piroxéndandezit, elterjedt típus, *b* — piroxénkloroandezit, Csengőbánya, 80-as irányvágat, *c* — andezitogén propilit, Csengőbánya, 80-as irányvágat, *d* — kálitrachit, Telki-bánya 2. fúrás, *e* — kálitrachit, Kánya-hegy

Jelmagyarázat: 1 — plagioklász, 2 — káliföldpát, 3 — augit, 4 — hipersztén, 5 — amfibol, 6 — kvarc, 7 — klorit, 8 — montmorillonit, 9 — illit, 10 — kalcit, 11 — pirit, 12 — egyéb

határozások régebben az optikai sajátságok — elsősorban a 2V értékek — alapján történtek.

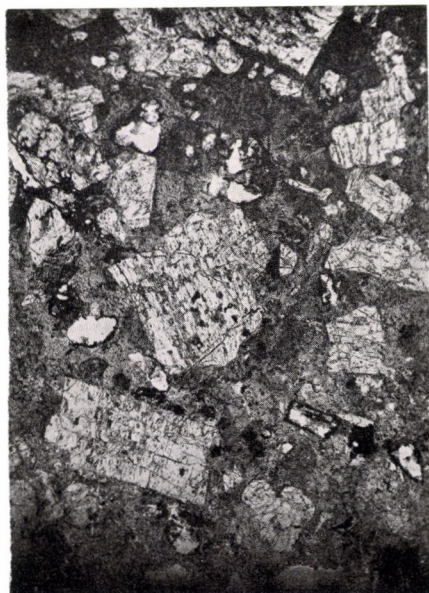
Az alkáliföldpátoknak, illetve a káliföldpátoknak a legújabb időben bekövetkezett rohamos ütemű korszerű vizsgálata alapján ma már tudjuk, hogy a káliföldpát pontos jellemzése kizárólagosan az optikai sajátságok alapján nem lehetséges. Sőt még a kristályszerkezet és a kémiai összetétel pontos megállapítására sem tud végleges választ adni e kérdésre. (SPENCER 1937, 1938; BOWEN és TUTTLE 1950; LAVES 1950; CHAISSON 1950; LAVES 1952; GOLDSMITH és LARIS 1954; BAMBAUER és LAVES 1960; MARFUNIN 1962; BARTH 1967; MICHAELIS DE SÁENZ 1963, 1967; GUBSER és LAVES 1967; LAVES és WISWENTHAN 1967; RYBACH és NISSEN 1967; WENK 1967 és mások.)

A helyes megnevezéshez az említett sajátságok mellett a genetikai viszonyoktól függő rendezettségi fok, a szételegyedés és az ikresedés minőségének megállapítása is szükséges. Az alkáliföldpátok két fázisa (K-ban gazdag és Na-ban gazdag) egybeépülésének és szételegyedésének szöveti jellegéből a genetikai viszonyokra következtethetünk.

IX. tábla

Kánya-hegyi csúcs.

1. Kálitrachit (kálímetaszomatit) szericitesedett káliföldpát és opacitosodott amfibol, hipersztén fenokristályokkal. Nagyítás: 25×, II Nik.
2. Kálitrachit (kálímetaszomatit) szericitesedett káliföldpát fenokristályokkal szferolites alapanyagban.
Nagyítás: 25×, II Nik.
Kánya-hegy, Zsófia-táró, Zsófia-telért kísérő kőzet
3. Kálitrachit (kálímetaszomatit) káliföldpát fenokristályokkal „trachitos” alapanyagban.
Nagyítás: 15×, + Nik.
4. Kálitrachit (kálímetaszomatit) alapanyaga fluidálisan rendezett káliföldpát lécekkel.
Nagyítás: 60×, + Nik.



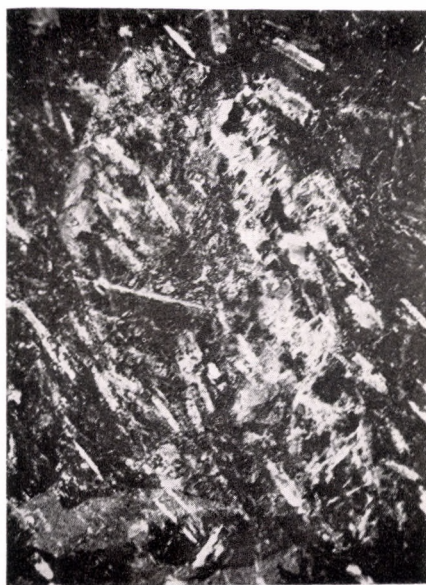
1



2



3



4

LAVES már 1960-ban azt javasolta, hogy a K-földpátok részére olyan nevezéktant kell felállítani, amely az adott hőmérsékleten stabilis fázisokat jelöli meg, a hosszú használat alatt már begyökeresedett nevekkal. Így a szanidin a KAlSi_3O_8 -nak monoklin rendszerű, nagy hőmérsékleten stabilis fázisa, a vulkáni kőzetek jellemző üveges káliföldpátja. A szanidin magas, közép és alacsony jelzőkkel történő megjelölése adja a további kvalitatív megkülönböztetés lehetőségét. A káliföldpát triklin rendszerű kis hőmérsékletű stabilis fázisa a mikroklin. Lényegében a tetraéderes rétegek Al/Si eloszlásának függvényében egy folytonos sor adódik a két szélső stabilis káliföldpát-fázissal: egyik a monoklin szanidin, másik a triklin mikroklin. A szanidin-nél kisebb hőmérsékletű, a szanidinhez hasonlóan szintén biztosan monoklin káliföldpát az ortoklász. A plutonitok és metamorfitek zavaros káliföldpátja. Ez a szanidin-mikroklin közti átmeneti optikájú fázis (MARFUNIN 1962) a kálimetaszomatózis során átmenetileg szintén jelentkezett.

A mikroklin elemi cellájában az élszögek monoklintól való eltérése alapján fokozatok állapíthatók meg. A legkisebb eltérés $\alpha = 90^\circ$, $\gamma = 89^\circ$, melyet egyes szerzők triklin „adulár”-nak (CHAISSON 1950), mások intermedier (közép) mikroklinnak neveznek. A legnagyobb eltérés esetén: $\alpha = 90^\circ 41'$, $\gamma = 87^\circ 30'$ „teljes” mikroklinról beszélünk.

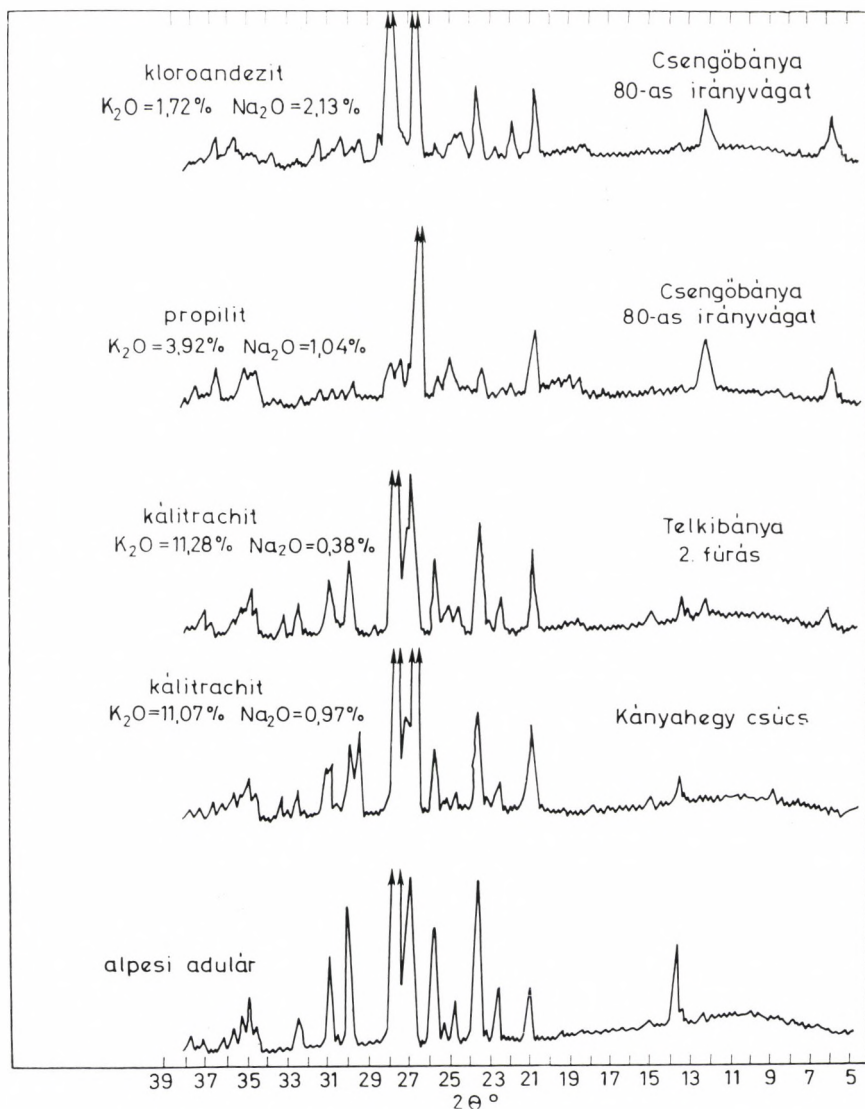
Legújabbban kerültek vizsgálat alá a káliföldpát eddig legkisebb hőmérsékletű fázisának tartott, telérből és hasadékból származó ún. alpesi „adulár”-ok. LAVES már 1950-ben közölte, hogy a legtöbb adulárt mint instabilis stádiumot kell tekinteni a szanidin és mikroklin között. BAMBAUER és LAVES (1960) megállapították, hogy az adulárnál fokozatos átmenet van a monoklin és triklin sajátságok között.

GÜBSER és LAVES (1967) 105 ismert Na_2O tartalmú alpesi aduláron vizsgálta az (100) rácsávolság és triklinitás fokát, valamint a Na—K cseréjének az a, b, c, rácsállandókra gyakorolt hatását, kapott eredmények és az optikai sajátságok összevetése alapján megállapították, hogy az adulár rendezetlen állapotot jelent, amely hosszú földtani idő alatt megközelítheti a mikroklin maximális egyensúlyt jelző állapotát. Az adulár csak kristálmorfológiai sajátságok, földtani körülmények szerint „ásvány”, de nem jelent termodinamikai értelemben szükségszerűen stabil fázist. Kiténik ez a röntgenográfiai kristályszerkezet vizsgálatokból is, melyek szerint az adulár lehet „szanidin”, „ortoklász”, „mikroklin”, illetve valamilyen átmeneti állapot ezen fázisok között.

Kőzetünk káliföldpátjának morfológiája és röntgendiffraktogramja tökéletesen megegyezik egy, az alpi területről származó ún. adularéval (10. ábra). Ezek optikai tulajdonságai — összhangban saját vizsgálatainkkal — a szanidin és mikroklin közé estek, sőt a mikroklinéhoz közelebb (triklin adulár!) álltak. A kőzet pszeudoromboéderes átmetszetű kristályai monoklin rendszerek és a fenti értelemben adulárok.

A káliföldpáton kívül kisebb mennyiségben színesásványok is szerepelnek a kálitrachitban (l. a 9. ábrát). A színesásványok között leggyakoribb a barna amfibol. Utóbbi erősen opacitosodott (l. IX. táblát). Több megfigyelés szekunder képződésre utal. Az opacitosodott amfibol mellett az andezit eredeti színes alkotói közül a legtöbbször szintén opacitosodva kisebb mennyiségben hipersztén is fellép. Augit egészen ritka.

Kémiai összetétel: a kálitrachit SiO_2 tartalma — lásd a kémiai elemzési 19. táblázatot — a terület hipersztén és amfibolos hiperszténandezitjeinek SiO_2



10. ábra. Kálivulkanitok és az alpesi adulár röntgendiffraktométeres felvétele

tartalmával általában egyezik, 60–63%. Ennél több SiO_2 pl. a Gyepű-hegyen az ércesedéssel színgenetikus kálimetaszomatózist követő endometakovásodásból származik.

A kálitrachit legjellemzőbb értéke (19. táblázat) a nagy K_2O -tartalom. Ez a típusos kálitrachitnál 9–12% között változik. 14,0% maximális értékkel — mint láttuk — az érces terület egyik legmagasabb pontján a Zsófia-telér D-i csapásvágatának kálitrachitjában jelentkezett. A 9%-nál kisebb K_2O -tartalom, a piroxéndezit részleges „trachitosodása”, részleges kálimetaszomató-

zisra, vagy pedig a kálitrachit-metaszomatit endo- vagy exometaelváltozására utal. A kálitrachit másik jellemző értéke a rendkívül kis Na_2O tartalom.

Ez a típusos kálitrachitnál az 1%-ot sem éri el, sőt sok esetben (l. a 19. elemzési táblázatot) 0,5% alatt marad.

19. TÁBLÁZAT

Telkibányai kálitrachitok teljes elemzése

Hely	Gyepű-hegy csúcs 541 m tszf.	Gyepű-hegy É-i lejtője	Kánya-hegy csúcs 622 m tszf.	Kánya-hegyi gerince 80 m D-re a gúlától	Nagy-Hasdát csúcs 563 m tszf.	Telkibánya 2. 288,7—289,1 m
Elemző:	EMSZT K. 1921	EMSZT K. 1925	FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1950	TOLNAY V. 1951	CSAJÁGHY G. 1952	SIMÓ B. 1964
	%	%	%	%	%	%
SiO_2	66,83	71,92	61,57	60,93	62,08	57,39
TiO_2	1,06	0,41	0,90	0,93	0,69	0,22
Al_2O_3	17,15	13,23	14,99	14,65	17,19	17,47
Fe_2O_3	1,60	0,76	6,64	3,24	4,13	3,45
FeO	0,47	1,64	0,25	0,29	0,17	1,32
MnO	0,03	nyom	0,02	0,05	0,02	0,12
MgO	0,07	0,17	0,96	0,33	0,13	1,80
CaO	0,18	0,25	0,58	3,98	0,28	1,66
BaO	0,08	0,01	—	—	—	—
Na_2O	0,84	0,79	0,97	0,43	0,81	0,38
K_2O	8,57	9,20	11,07	10,60	11,69	11,28
P_2O_5	—	—	nyom	0,14	nyom	0,10
CO_2	0,47	0,14	—	2,64	0,32	2,72
$\text{H}_2\text{O}^+ 110^\circ$	2,30	1,29	1,13	0,66	2,02	1,62
$\text{H}_2\text{O}^- 110^\circ$	0,20	0,69	0,66	1,40	0,72	0,17
Összesen:	99,85	100,50	99,74	100,27	100,25	99,70

A táblázatból kitűnik a kis CaO -tartalom is. A CaO %-os mennyisége általában $< 1\%$, sőt esetenként (pl. Nagy-Hasdát) a $0,5\%$ -ot sem éri el. Csak a nagyobb mennyiségű színes elegyrészt, főleg amfibolt, vagy kalciteret tartalmazó kálitrachitban haladja meg az 1% -ot (Kánya-hegy, gerince, 80 m-rel D-re a gúlától).

A MgO tartalom a színes szilikát mennyiségének a függvénye. Mennyisége az amafitos kálitrachitban egészen kevés (pl. Nagy-Hasdát kálitrachitban $0,15\%$), a nagyobb mennyiségű színes szilikátot (amfibolt, hipersztént) tartalmazó kálitrachitban megközelíti az 1% -ot (Kánya-hegy csúcsa). A *Szádeczký-jéle vasoxidációs érték* — ahogy a 20. táblázatból kitűnik — igen nagy.

20. TÁBLÁZAT

A kálitrachit vasoxidációs értékei Telkibányán

Lelőhely	Fe_2O_3 %	FeO %	O_{Fe} %
Kánya-hegy csúcsa	6,94	0,25	55,52
Kánya-hegy gerince	3,24	0,29	22,34
Kánya-hegy, Mária-bánya	5,01	0,12	83,50
Nagy-Hasdát csúcsa	4,13	0,17	48,00

Hasonló nagy oxidációs értékek adódnak a Tokaji-hegység ÉK-i részéről, Rudabányáska környékéről származó kálitrachitban (21. táblázat) is (VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1961).

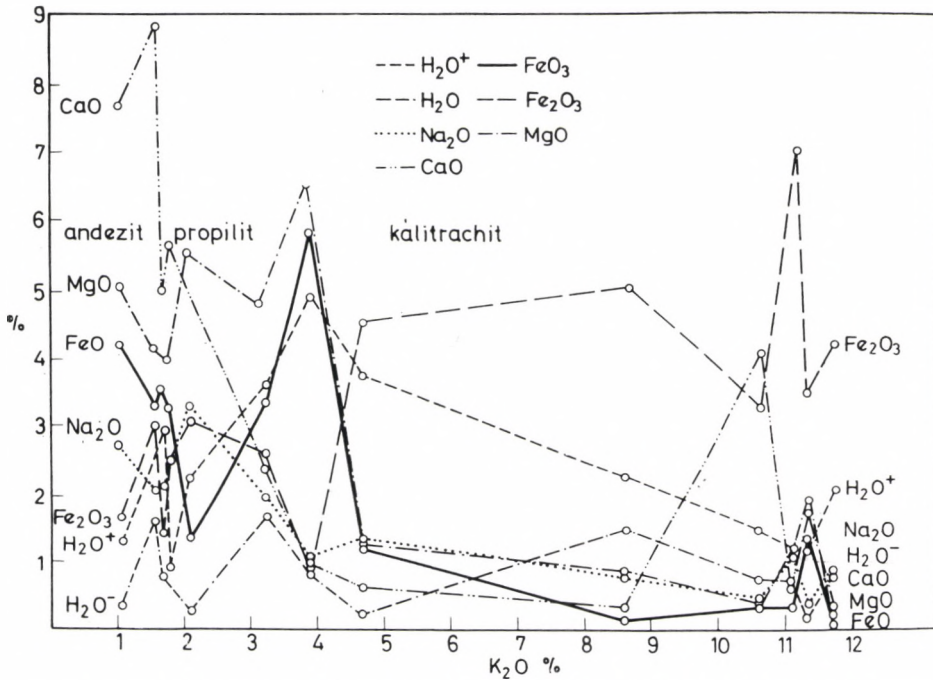
21. TÁBLÁZAT

A kálitrachit vasoxidációs értékei Rudabányáskán

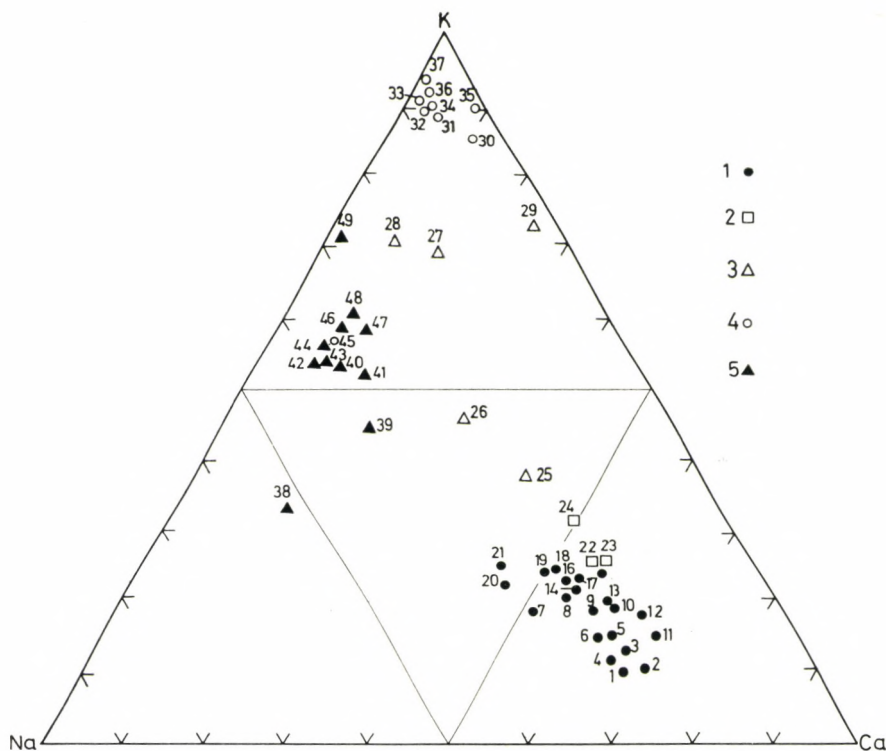
Lelőhely	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	O _{Fe} %
Nagy-Száva csúcsa	3,18	0,14	45,43
Tarpa-völgy	2,28	0,32	14,25

Bár a K₂O- és a H₂O-tartalom között szabályszerű összefüggés nehezen állapítható meg, az elemzésekből kitűnik, hogy a kálitrachit víztartalma kisebb, mint a propilités fáciesé, különösen a H₂O⁺-ban mutatkozik lényeges csökkenés. A H₂O⁺ általában 1–2% között ingadozik. Értékében mutatkozó különbségek a kőzet amfiboltartalmával, gyakran a káliföldpát utólagos (meta-) szericitedésével függnek össze.

Mindezek leolvashatók a 11. ábrából, amely a K₂O-tartalom növekedésének függvényében tünteti fel a Na₂O, CaO, Fe₂O₃, FeO, MgO, H₂O⁺, H₂O⁻ mennyiségének változását a pirezénortoandezittől a propilités piroxénandeziten át a kálitrachitig. A K₂O-tartalom növekedésével a Fe₂O₃ : FeO arány a kálitrachitban a vas (III.) javára tolódik el.



11. ábra. A kémiai összetétel változása az andezittől a kálitrachitig a K₂O-tartalom függvényében



12. ábra. A telkibányai érces terület kőzetei a K, Na és Ca háromszögben
A Tokaji-hegység petrogenetikai fejlődésének iránya

Jelmagyarázat: 1 – (amfibolos) piroxénandezit (orto-, kloro-, karbo) (1–21), 2 – dácit (22–24), 3 – andezitogén propilit (25–29), 4 – kálitrachit, andezitogén kálimetaszomatit (30–37), 5 – riolit (38–49)

A Na_2O , CaO , MgO mennyisége az ortopiroxénandezittől a propilites piroxénandeziten át a kálitrachitig a K_2O tartalom növekedésével párhuzamosan csökken.

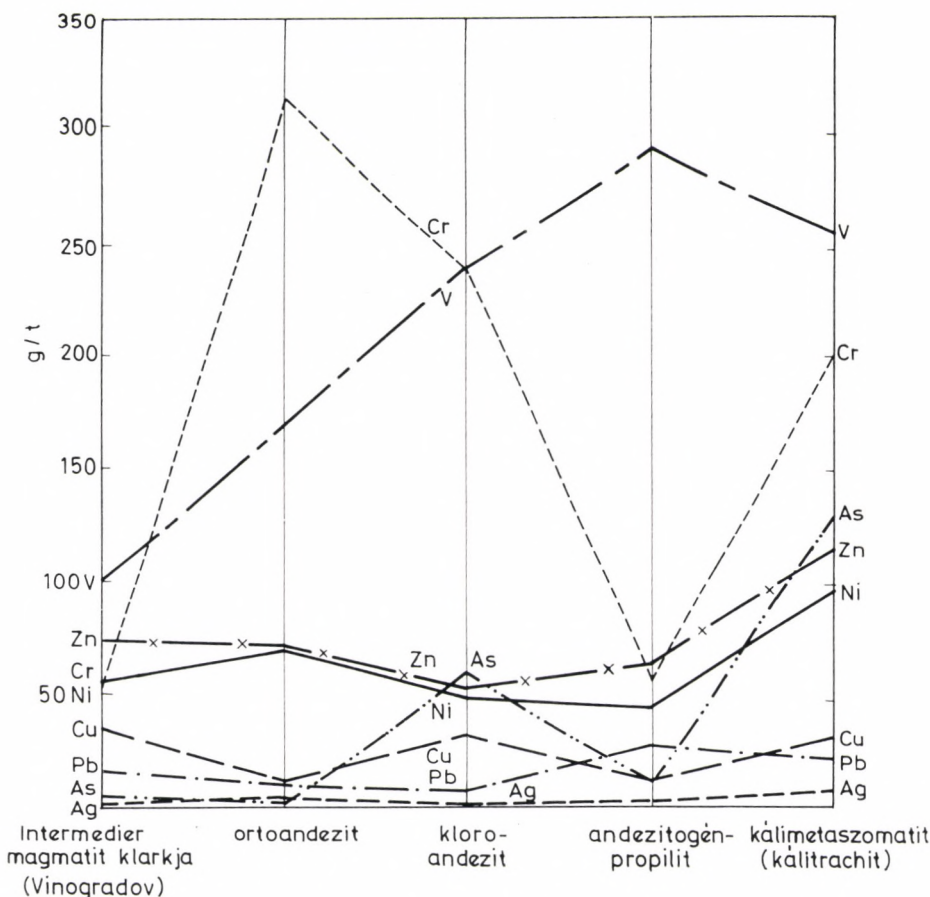
Vizsgálataink kezdetén a kémiai elemzésekből kiszámítottuk a Niggli-féle Or, Ab, An értékeket is, amelyek kitűnően érzékeltették a kőzet különleges ásványtani összetételét, a káliföldpát erős uralkodó jellegét. A kémiai elemzésből számított káliföldpát (Or) mennyisége az Or : Ab : An arányban a Kánya-hegyi kálitrachitban 84–86%, a Nagy-Hasdatiban megközelíti a 90%-ot.

Még érdekesebb eredményre jutottunk, ha egyszerűen a területről rendelkezésre álló kémiai elemzési adatokból (CaO , K_2O , Na_2O) kiszámítottuk a Ca, K, Na %-os megoszlását és azt háromszögben ábráztuk.

A háromszögben a kálitrachitok a K-csúcsnál tömörültek, a riolit pontok a K–Na oldal mentén az andezitek pedig a K–Ca és a Na–Ca oldal közelében rendeződtek (12. ábra).

A propilit átmeneti helyzetét az andezit és kálitrachit között a háromszögben elfoglalt helye tükrözi.

Nyomelemek: A kálitrachit nyomelemtartalmát a piroxénandezitéval összevetve megállapíthatjuk, hogy valamennyi ércépző fém átlagos mennyisége



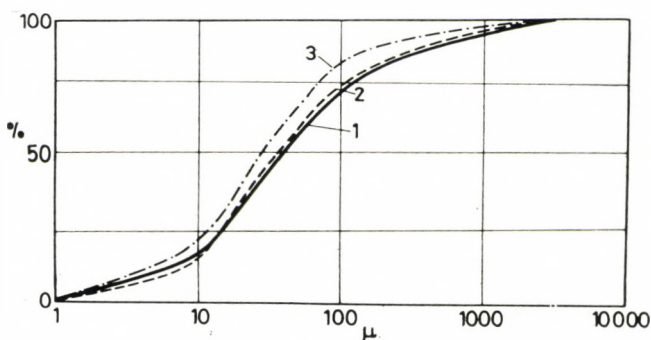
13. ábra. A nyomelemtartalom változása az ortoandezittől a kálitrachitig

felülmúlja a piroxénortoandezitre megállapított átlagot. Különösen jelentős az emelkedés az As-nél, a Zn-nél és a Ni-nél. Utóbbiak mennyisége a kálitrachitban Vinogradovnak az intermedier magmatitokra megállapított átlagos értékét (l. a 13. ábrát) is meghaladja. De különösen feltűnő a növekedés, ha ezt a kloroandezites fáciesre megállapított értékekkel hasonlítjuk össze. A kloroandezitben mutatkozó minimum után a propilites fázisban már emelkedés figyelhető meg, különösen a kálitrachitban erősen dúsuló kalkofil elemek mennyiségében (l. a 13. ábrát).

A főelemek közül az Al-értékének változását, az ortoandezittől a kálitrachitig, érzékenyen mutatja az Al-ot és Fe^{+3} -at kísérő vanádium. Mennyisége az ortováltozattól az Al-ban gazdagabb propilitig több mint kétszeresére nő. Az Al-ban valamivel szegényebb kálitrachitban kissé csökken a mennyisége, de itt is sokkal nagyobb, mint az ortoandezitben (13. ábra). A Ba értéke a K mennyiségének növekedésével párhuzamosan nő. A Ba figyelemreméltó mennyisége a 2 Gyepű-hegyi kálitrachit teljes elemzésből (l. a 19. táblázatot) is jól kitűnik. Hasonlóan megnő — mint említettük — a Pb, a Zn, a Cu, a Hg és az As men-

nyisége. Utóbbi növekedése legtöbbször a kálitrachit gyakori pirittartalmával magyarázható. Azt kétségtelenül megállapíthatjuk, hogy a telkibányai érces terület jellemző kalkofil nyomelemei az ortoandezithez képest dúsulnak a kálitrachitban. Ugyanezek mennyisége a kloroandezitben kisebb, mint az ortoandezitben. A kloroandezitben — az eddigi vizsgálataink szerint — nehézfém kilúgzás, a nehézfém-tartalom csökkenése következik be. A kálitrachit a kalkofil és a K-t kísérő elemek szempontjából akkumulációs állapotot képvisel.

Szövet: A szövet az andezit szövetétől lényegesen nem különbözik. Csak általában a kristályosság fok emelkedik, aminek az az oka, hogy az alapanyagban kisebb-nagyobb mennyiségben pszeudoromboédes kifejlődésű adular is képződik. A kálitrachit szemnagysági összetétele is igazolja (14. ábra) a kőzet szubvulkáni andezitből való származását, mind a szarmata, mind a tortonai összletben.



14. ábra. A szarmata és a tortonai andezitogén kálimetaszomatit (kálitrachit) szemnagysági összetétele

1 — szulfokálitrachit, Telkibánya 2. fúrás, 330,0—333,8 m, 2 — kálitrachit, Telkibánya 2. fúrás, 1063,8—1063,9 m, 3 — sziliko-karbokálitrachit, Telkibánya 2. fúrás, 1088,3—1090,2 m

Elterjedés: A Gyepű-hegyi ércesedés területén a hegy felszíni részei, legmagasabb szintjei csaknem kizárólag kálitrachitból épülnek fel. Ny—K-i irányú főfeltárása, a Ferdinánd-altáró keresztelte a Gyepű-hegy É—D-i csapású teléreit. A bányaföldtani vizsgálatokból kitűnik, hogy ezen a szinten a tektonikai vonalak mentén legnagyobb a K-feldúsulás, sőt a tektonikailag felmorzsolódott kőzetzónák is kitűnő vezetői voltak a K-ban gazdag oldatoknak. A Ferdinánd-altáró szintje alatt a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás tanúsága szerint, az ércesedés központi részén a felszíntől számított 500 m mélységig a szarmata vulkáni összlet uralkodóan kálitrachitból áll. Csak 500 m alatt váltja fel andezitogén propilit.

Az ércesedés másik fő propilitterületének a Kánya-hegynek a felső része is — mint láttuk — tiszta kálitrachitból áll. A magasan fekvő Mária-táróban a teléreket kizárólag kálitrachit kíséri. Ugyanezen a szinten a Zsófia-táróban a Zsófia-telérnek teljes csapásvágatában nagy K_2O tartalmú kálitrachit a mellékkőzete. A Teréz-táró szintjén a kálitrachit mennyisége csökken. A kálitrachit csak a Jószerencsét- és a Lobkowitz-telérek, tehát az ércesedést hozó fő hasadékok mellett jelentkezik.

A Csengőbánya 80-as szinti vágatában, amely ugyan mélyebb szinten, de az ércesedés középpontjához közelebb tárja fel a Kánya-hegyet, a kálitrachit mennyisége nő. A jelentősebb mennyiségű színes szulfidot tartalmazó Lobkowitz-telér szulfidos része, összhangban más megfigyelésekkel, propilitben alakult ki. De 20 m-rel magasabban a feltörésben, ahol a telér nem színes szulfidos kitöltésű, hanem figyelemreméltó nemesfém tartalmú, ismét kálidús kálitrachit a telért kísérő mellékkőzet.

A genetikai folyamat értelmezése: Az ortoandezitben a propilitesedés első eredményeként — mint láttuk — kloritosodás indul meg. A propilitesedés előrehaladásával a földpát-fenokristályokban is változás történik. A fellazult földpát-szerkezetből a Ca fokozatosan kiszorítódik, és savanyú plagioklászok keletkeznek. A propilitesedés — a bányászati feltárások és a szerkezetkutató fúrás alapján — zárt rendszerben nagy területre kiterjedően, jelentős mennyiségű vízgőz jelenlétében, redukív körülmények között jön létre.

A nyitott hasadék- és repedésrendszerekben, a tektonikai vonalak mentén azonban a viszonyok teljesen megváltoznak. A redukív viszonyok megszűnnek, erős oxidációs körülmények alakulnak ki. A körülmények megváltozása következtében a propilit ásványtársulása instabilissá válik. A plagioklász metasomatikus kiszorítása olyan jelentős mértékben halad előre, hogy a plagioklász már a röntgendiffraktométeres felvétel sem tudja kimutatni. Az „adulár” lép előtérbe. A színes elegyrészek (amfibol, hipersztén) az oxidációs körülmények között teljesen elopacitosodtak.

A propilitesedés a kárpáti harmadkori vulkáni vonulat hidrotermális ércesedéseivel kapcsolatban általánosan elterjedt. Nagyobb fokú kálimetaszomatózis azonban csak ott kapcsolódik a propilitesedéshez, ahol erős tektonikai folyamatok jelentős hasadékrepedésrendszereket, felmorzsolts zónákat hoztak létre, amelyek K-ban gazdag oldatok vezetésére alkalmasak voltak. Ilyen volt területünkön többek között az András- és János-telér, ill. a Lobkowitz- és a Jószerencsét-telér hasadéka, amelyek a Gyepű-hegy, illetve a Kánya-hegy nagytömegű andezitjének metasomatikus átalakulását tették lehetővé. A nagymértékű mobilizációt, amely szükséges volt ahhoz, hogy a plagioklász földpát Ca- és Na-ja K-ra cserélődjék ki, ezek a hasadékrendszerek biztosították.

A káliumdús oldatok metasomatikus hatása, a K kisebb ionfajsúlya miatt, különösen a felsőbb szinteken volt jelentős. A káliumdús oldatok felfelé haladva, gombafejhez hasonlóan mindig szélesebb és szélesebb sávban fejtették ki hatásukat. SCHERF szelvénye (60. ábra), amely kitűnő megfigyelésen alapszik, szintén jól tükrözi ezt az értelmezést. A káliumdús kálitrachit a felső szinteken mind Telkibányán, mind általában a kárpáti érces területeken az Au-ércesedés szintjével esik egybe.

A kárpáti vulkáni hegységekben a propilit és a kálitrachit tehát a legszorosabb genetikai kapcsolatban van. A vízben gazdag hipo-lávák kristályosodásának utolsó periódusában és a bevezető hidrotermális fázisban, amelyet zárt térben a mellékkőzet transz vaporizáló hatása még jobban elősegíthet, regionális kiterjedésű propilitesedés jön létre. A tektonikai övekben a mobilis komponensek áramlása az andezit, a propilit káliummetaszomatózisát jelentősen elősegítik. Az ortoandezit —> kloroandezit —> andezitogén propilit —> kálimetaszomatit (pseudokálitrachit) átalakulás tehát egy fokozatos petrometallogenetikai fejlődést jelent. Vizsgálataink szerint a kálimetaszomatózis lehet pré- és színmetallogenetikus folyamat, amelynek az ércmobilizálás szempontjából különös jelentősége van. A káliummetaszomatózis

mind a prémetallogenetikus, mind a színmetallogenetikus szakaszban jelentősen elősegíti a K-t kísérő litofil (Ba) és a szulfokalkofil elemek mobilizálását, sőt akkumulációját is. A keletkező kálimetaszomatit (kálitrachit) tehát nemcsak ércesedést jelző, hanem nehézfémeket akkumuláló kőzet.

Kálimetaszomatózissal egyidejű, vagy utáni hidrotermális folyamatok a kálitrachit további endometaátalakulását, petrometallogenetikai fejlődését eredményezik (hidro-, sziliko-, karbo-, szulfokálitrachit).

Karbonátosodás.

Az ércesedést kísérő karbovulkanitok jellemzése

Petrogenetikai sor: ortoandezit → (kloro)-karboandezit
ortoandezit → karboandezit
ortoandezit → (szulfo)-karboandezit
ortoandezit → kloroandezit →
→propilit → kálitrachit →
→karbokálitrachit.

Mobilis komponensek: CO₂, (H₂O), (S).

A karbonátosodás a hidrotermális ércesedések területén mint fontos petrometallogenetikai folyamat általánosan elterjedt. Önálló zónákat általában nem képez, más övekkel, illetve más petrometallogenetikai folyamatokkal összeshívódva jelentkezik. A mélyebb szinteken legtöbbször kloritosodáshoz (propilitesedéshez), a magasabb szinteken szericitesedéshez, vagy piritesedéshez kapcsolódik. Utóbbi esetben gyakran jelentős nemesfém tartalmat is kísér. A karbonátosodás a telkibányai ércesedés különböző magassági szintjein mind a Gyepű-hegyi, mind a Kánya-hegyi ércterületen elterjedt.

A karbonátosodás a propilitekben prémetallogenetikusan. Színmetallogenetikusan nemesfém mobilizáló folyamat. Posztmetallogenetikusan mindig nemesfém-mentes, változatos összetételű karbonátásványokat képez az érceléreken, a hidrotermális tevékenység befejező fázisában.

A Gyepű-hegyi bányászati főfeltárásban a Ferdinánd-altáróban, különösképpen az altáró középső szakaszában intenzíven jelentkezik a színmetallogenetikus karbonátosodás. Az altáró 1500 m-től kezdve ugyanis uralkodóan lilásvörös, lilásszürke kálitrachitban halad, amelyet az egymástól néhány m távolságban jelentkező okkeres, pirites zsinórok nagy mennyisége jellemez. A zsinórokban helyenként, így az 1514 m-es, 6 cm-es pirites zsinórban jelentős nemesfém-tartalom is mutatkozott. Említett szakaszra a kálimetaszomatózison és piritesedésen kívül nagyintenzitású karbonátosodás és kovásodás jellemző. Az említett 1514 m-es pirites-agyagos kitöltésű nemesfém-tartalmú telért (zsinórt) a karbonátos erek, karbonátos üregek és mellékkőzet erőteljes karbonátosodása jellemzi. 1500–1511 m között a karbonátos erekben, repedésekben hálózta be a kőzetet, de kitölti a földpátok magját és a színes elegyrészeket is. 1532 m-ben a földpát fenokristályok ugyan épek, de a sárgásfehér széteső kőzet teljes egészében elkarbonátosodott.

A maximális nemesfém-tartalom az altáró teljes kifejlődésében ebben a karbonátban dús szakaszban jelentkezett. Az 1514 m-es, pirites zsinór és a mellékkőzet vizsgálata alapján az is kétségtelen, hogy az ún. mellékkőzet és az érczsinórok között a legszorosabb genetikai kapcsolat van. Az 1532 m-ben jelentkező karbokálitrachit arra is felhívta a figyelmet, hogy a CO₂-nek a kőzet

porlódásában is fontos szerepe van. Erre utal az 1665–1690 m közötti szakasz megnövekedett karbonáttartalma is. A lilászörös, lemezesen széteső vagy porlódó hidro-karbokálitrachitban szericités vagy karbonátos fenokristályok jelentkeznek nagy mennyiségben.

1765 m-ben az ortoandezitben a karbonátosodás csak a repedések menti kalciterekben lép fel. Az 1964–2000 m közötti szakaszon a karbonát mennyisége a 10%-ot is meghaladja, a karbonátosodás itt is a kőzetet áthálózó erekből, repedésekből indul ki, de a színes elegyrészeket, foltokban az alapanyagot és gyakran még a plagioklász is behálózza. Ez a kőzetkifejlődés lényegében változatlan jelleggel 2000 m-ig sok porló andezitszakaszt és piritzsinórt tartalmaz.

A János-telér előtt 2162 m után a sötétszürke amfibolos hiperszténandezitben ismét jelentkezik az erőteljes karbonátosodás. A karbonát mennyisége a 15%-ot is meghaladja. Szabálytalan eloszlásban a plagioklász fenokristályokban kisebb-nagyobb halmazokban pedig az alapanyagban jelentkezik. Mikroszkópos vizsgálata hipoeredetre utal. Ez az amfibolos hipersztén-karboandezit 2251 m-ig, a János-telérig tart.

A legnagyobb méretű karbonátosodás a Gyepű-hegyi ércesedés területén a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásban jelentkezett, uralkodóan prémetallogenetikusan, karbo-hipoandezitek elegyrészeként. A karbonát legtöbbször a földpát fenokristályok pszeudomorfózája, vagy az alapanyagban képez nagy karbonátos halmazokat (l. a VI. táblát). A karbonát egyes szakaszokban, mint kőzetalkotó elegyrész lép fel, mennyisége helyenként a 15–20%-ot is meghaladja. Különösen erőteljes a felhalmozódása a szarmata andezit bázisát képező savanyú piroklasztikumban. Legtöbbször klorittal együtt lép fel, mint a szarmata andezitogén propilit tipomorf elegyrésze. Mélyebb részeken epidot is kíséri (l. a XXIV. táblát).

A K-i Kánya-hegyi területen is változatos formában jelentkezik a karbonátosodás. Magasabb szinteken (tszf. 500 m) a karbonátosodás alárendelt (Mária-táró, Zsófia-táró). Lefelé haladva a karbonát mennyisége fokozatosan nő. Így a 400 m-es szinten, a Teréz-táró, különösen a bejárattól számított 80 m körül dúsan karbonátos, piroxénkarboandezitben halad. A kőzetben a fenokristályokat karbonát tölti ki, bőven van az alapanyagban és a kőzetet áthálózó repedésekben. A Jószerencsét-telér melletti karbonátos felhalmozódás a Teréz-táróban szintén arra utal, hogy a CO₂-nek a nemesfém mobilizációban szerepe volt.

A Teréz-táró szintjéről lefelé haladva, a csengőbányai 80 m-es akna változatos endometa-átalakulási sorozatában, különösképpen az akna mélyebb részeiben erős karbonátosodás jelentkezik. Így 77 m-nél a színes elegyrészek teljesen elkarbonátosodtak, átmetszeteiről kizárólag az amfibol ismerhető fel. A karbonátosodás mellett itt is — ahogy a Ferdinánd-altáróban több esetben — jelentős a pirithintés. A Csengőbánya 80-as szintű irányvágatában a Lobkowitz-telért kísérő andezitogén propilitnek is tipomorf elegyrésze a kalcit.

Ásványos összetétel alapján a karbovulkanitoknak az ércesedés területén a következő fő típusait különböztethetjük meg: propilit, karboandezit, (szulfo)-karboandezit, karbokálitrachit.

Utóbbiak ásványos összetételére — ahogy már említettük — a karbonátok nagy, gyakran 15–20%-ot is meghaladó mennyisége jellemző. A leggyakoribb kőzetalkotó a kalcit, de mellette különösen az Au tartalmú teléreket kísérő kőzetekben jelentősebb mennyiségben ankerit is jelentkezik. Még gyakoribb

az ankerit az érctelérekben, amihez Telkibányán sziderit, ritkán rodokrozit is járul.

A karbonátos ásványok térfogatszázalékos részvételét a felsorolt paragenézisekben, a velük társuló ásványok minőségét és mennyiségét a 22. táblázat tünteti fel.

A kémiai összetételt feltüntető 23. táblázatból, amelyen az ortoandezit és a területen elterjedt kálitrachit közepes kémiai összetételét is feltüntettük, kitű-

22. TÁBLÁZAT

Karbovulkanitok ásványos összetétele a telkibányai érces területen

Ásványos elegyrészek	Karboandezit Telkibánya 2. 153,4—155,3 m térf. %	Szulfó-karboandezit Telkibánya 2. 374,1 m térf. %	Karbokálitrachit (tortonai) Telkibánya 2. 956,5—957,6 m térf. %
Kálföldpát	2,9	13,6	23,5
Plagioklász	40,8	10,4	3,5
Karbonátos földpát	3,3	14,6	5,7
Karbonát	6,2	8,4	6,3
Hipersztén + egyéb színes	4,5	—	—
Pirit	—	7,0	—
Egyéb opak	5,0	—	3,0
SiO ₂ ásványok	—	4,0	1,6
Alapanyag	37,3	42,0	56,4
	100,0	100,0	100,0

23. TÁBLÁZAT

Karbovulkanitok kémiai összetétele a telkibányai érces területen

Elemző:	Piroxénortoandezit közepes összetétele	Piroxénkarboandezit Telkibánya 2. 153,4—155,3 m	Kálitrachit (Kálimetaszomatit) közepes összetétel	Karbokálitrachit Telkibánya 2. 288,7—289,1 m
	—	SIMÓ B.	—	SIMÓ B.
	%	%	%	%
SiO ₂	56,22	51,76	60,47	57,39
TiO ₂	0,85	0,63	0,69	0,22
Al ₂ O ₃	16,72	18,26	16,08	17,47
Fe ₂ O ₃	4,24	3,02	4,37	3,45
FeO	3,30	3,31	0,51	1,32
MnO	0,11	0,11	0,05	0,12
MgO	2,89	4,50	0,81	1,80
CaO	7,88	8,80	1,60	1,66
Na ₂ O	3,33	2,18	0,64	0,36
K ₂ O	1,03	1,60	11,18	11,28
H ₂ O ⁻	0,33	1,55	0,74	0,17
H ₂ O ⁺	2,11	2,50	1,25	1,62
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,12	0,10
S	0,13	—	—	—
CO ₂	0,27	2,61	1,53	2,72
Összesen	99,57	100,90	100,04	99,68

nik, hogy a maximális metasomatózist, tehát a petrometallogenetikai fejlődés magasabb fokát mutató kőzet átlagos CO_2 -tartalma lényegesen nagyobb (1,53%), mint az ortoandezit (0,27%).

A szöveti görbék (l. a 8. ábrát) jól mutatják, hogy a kalcit a propilitekben főleg hipo-eredetű. Szemnagysági görbéje ugyanis párhuzamosan fut az egész kőzet szemnagysági görbéjével.

A nemesfém tartalmú, pirites, okkeres zsinórokat kísérő karbokálitrachitok (Ferdinánd-altáró) nyomelemzési adatait a 31. táblázat tünteti fel.

Ková sodás.

Az ércesedést kísérő szilikovulkanitok jellemzése

Petrometallogenetikai sor: ortoandezit → kloroandezit → propilit → kálitrachit → szilikokálitrachit
ortoandezit → kloroandezit → propilit → kálitrachit → hidro-szilikokálitrachit
ortoandezit → kloroandezit → propilit → kálitrachit → szulfo-szilikokálitrachit.

Mobilis komponens: H_2O , K_2O , O_2 , (S) (kova).

A kovásodás lehet színmetallogenetikus, posztmetallogenetikus folyamat, lehet aszcendens, deszcendens mobilizáció eredménye. Lehet elsődleges és másodlagos, olyan értelemben, hogy endometa folyamatként hidrotermális oldatból kiválva — gyakran nemesfém tartalommal — jelentkezik, de lehet, hogy erőteljes agyagásványosodás felszabaduló kovasavjaként kovásítja el a vulkanitokat és a telérkitöltéseket. Így a kálimetaszomatózishoz és agyagásványképződéshez hasonlóan, intenzitása a magasabb szinteken nagyobb, s mértéke lefelé fokozatosan csökken.

A Gyepű-hegyen, a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásban (talpmélység 1240 m a felszíntől) erőteljes kovásodás főleg szilikokálitrachitként jelentkezik, másodlagos kalcedonos, kvarcos felhalmozódásokat képezve a kőzetben. Rendszerint piritesedéssel párosul. Így 128—140 m között a pirithintéses szilikokálitrachit kalcedonos, kovás gumókat tartalmaz. Hasonló szilikokálitrachit jelenik meg 310—340 m és 420—440 m között. 310—340 m között a pirithintéses szilikokálitrachit pirites, kvarcos érczsinórt, 420 m-nél kalcedonos, kovás agyagos telért kísér.

A Ferdinánd-altáró 1117—1280 m közötti szakaszára különösen jellemző az erőteljes kovásodás. A SiO_2 -tartalom itt kétféle formában jelentkezik. A piritesedéssel szingenetikus érchozó kolloid kovakiválás formájában és hófehér jól kristályosodott telér-kvarc formájában. Az előbbi sötétszürke, kovás erekben itatja át a kálitrachitot és mikroszkóposan mozaikszerű halmazokban jelentkezik. Utóbbi fehér kvarc-ereket, -zsinórokat, lilás kalcedonos ereket képez és üregkitöltésként (druzákban) több cm-es fennőtt kvarc-kristályokban is jelentkezik.

Hasonlóan erőteljes kovásodás kíséri az 1500—1600 m közötti szakaszt, ahol a nagyfokú kálimetaszomatózist erőteljes piritesedés, karbonátosodás követte. Az itt kifejlődött okkeres zsinóroknak jelentős nemesfém-tartalma van. Az ércesedéssel kapcsolatos kovásodás mozaikkvarc alakjában jelentkezik a szulfo-szilikokálitrachitban. Az átlagos 56—60% közötti SiO_2 -tartalom helyett e szakaszban több esetben 65,0%-os SiO_2 -tartalom is jelentkezik.

1800—1830 m között az okkeres nemesfém tartalmú zsinórokat alapanyagában dús kalcedonos halmazokat tartalmazó, szulfo-szilikokálitrachit kíséri.

A Helén-telér zónája 1900 m-re a bejáratától szintén kovás kálitrachit-propilit átmeneti kőzetben alakult ki. 2000—2162 m között a jellegzetes szulfokálitrachit, különösen az András-telér mellett változó intenzitású kovásodást is mutat, amely részben a kálitrachit erőteljes hidro-lebontásának eredménye.

Az András-telér és a János-telér Gyepű-hegyi felszíni kibúvárait is jelentősebb kovásodás kíséri.

A Kánya-hegyen a legmélyebb bányászati feltárásban a 80-as szintű irányvágatban (tszf 340 m) a Brenner II. telér zónájában erőteljes kovásodás jelentkezik. A kolloid oldatból származó mozaikkvarc sötétszürke kovás ereket formál a világosszínű szilikokálitrachitban.

Sokkal erőteljesebben jelentkezik a kovásodás a Kánya-hegy magasabb szintű feltárásaiban, így elsősorban a Mária- és a Zsófia-táróban. Ezekben a tárókban az okkeres, agyagásványos, kvarcos kitöltésű telérek „mellékkőzetét” részben aszcendens oldatokból, részben agyagásványos lebontásból származó kvarc itatja át. A Lobkowitz-telér, a Jószerencsét-telér, a Zsófia-telér ezen az 500 m-es szinten szilikokálitrachitban alakult ki.

Ásványos összetétel: a kovásodás elsősorban a kálitrachit-hoz kapcsolódik, tehát az uralkodó szilikovulkanit szilikokálitrachit. Ásványos elegyrészei így megegyeznek a kálitrachit összetételével, csak a jelentősebb másodlagos kvarctartalom következtében a többi alkotó aránya csökken. A másodlagos SiO_2 -ásványokat kvarc, kalcedon és kova képviseli.

A kémiai összetétel sem árul el alapvető változást, csupán az SiO_2 -tartalom emelkedik 60% fölé. Kivételes esetben 70%-ot is eléri. A többi alkotó mennyisége a kovasav növekedésével arányosan csökken.

Nyomelemtartalmát a 25. táblázaton tüntettük fel.

Piritesedés.

Az ércesedést kísérő szulfovulkanitok jellemzése

Petrogenetikai sor: ortoandezit → kloroandezit → hidroandezit → kloro-hidro-szulfoandezit
ortoandezit → kloroandezit → propilit → kálitrachit → szulfokálitrachit.

Mobilis komponensek: H_2O , CO_2 , K_2O , S.

A piritesedés a nemesfém, illetve a szulfo-kalkofil elemek koncentrálásának egyik legfontosabb folyamata. Emellett a telkibányai érces területen az egyik legelterjedtebb, legtöbbször ismétlődő, petrometallogenetikai folyamat. A pré-metallogenetikus fázisa a propilitesedéssel kapcsolatos. Színmetallogenetikusan a legfontosabb érchező, a telkibányai ércesedés nemesfémhordozója.

A petrometallogenetikus fejlődés során a mélyebb szinteken szulfidos fázisokkal váltakozik, a magasabb szinteken jelentősebb mennyiségű Au-t tartalmazva, többszörösen ismétlődve önálló fázisként jelentkezik.

Az ércképződés végső szakaszában kis hőmérsékletű, nemesfémszegény fázis, amelyet gyakran markazit képvisel.

A piritesedésre általában jellemző, hogy ritkán jelentkezik önálló folyamatként, a propilitesedésnél kloritosodással, szericitesedéssel, karbonátosodással

társul. Színpetrometallogenetikusan különösen az ércvezető hasadékok közelében kovásodás, karbonátosodás, szericitesedés, agyagásványosodás kíséri.

A propilit ásványos, kémiai jellegét már részletesen tárgyaltuk. A propilit pirittartalmát a 9. ábra tünteti fel. A színes szulfidokat és piritet is tartalmazó telérek a propilitben alakultak ki. A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás a felszíntől számított 600 m alatt jelentős mennyiségben harántolt pirit-dús propilitet, mélyebb szinteken gazdag epidot tartalommal.

Jelentkezik azonban propilit — ha kisebb mennyiségben is — a legfontosabb új bányászati feltárásokban, így a Gyepű-hegyi Ferdinánd-altáróban (tszf 220—230 m) és a Kánya-hegyen a Csengőbánya 80-as szintű irányvágatban (tszf 320—330 m). A Lobkowitz-telér színes szulfidos szakasza is propilitben alakult ki. Utóbbiaknál magasabb szinten prématallogenetikus piriteseést, illetve propiliteseést nem találunk.

Az ércesedéssel színgenetikus szulfovulkanitokat szulfokálitrachit képviseli. Utóbbi legnagyobb mennyiségben a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásban és a Gyepű-hegyi Ferdinánd-altáróban tanulmányozható. A Baglyas-völgyben mélyített Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás a felszíntől számított 140 m-ig, majd 240—360 m között dúsán pirités szulfokálitrachitot harántolt.

A Ferdinánd-altáró 1117—1280 m közötti szakaszára az ércesedéssel színgenetikus piriteseés és kovásodás jellemző (X. tábla). A pirithintés intenzitása különböző, de az egész szakaszban jelentkezik. 1150 m körül, mind gyakrabban több cm vastag pirit—markazit-zsinórok is megjelennek. A piritzsinórokat kvarcerek is kísérik. A pirités-kvarcos zsinórok a szakasz vezető fő csatornáiban telérszerűen egyesülnek.

A pirités zsinórok — ásványos és kémiai összetétele alapján — szulfokálitrachitban alakultak ki. Ezt a 24. táblázat alkálioxidos elemzési adatai is igazolják.

24. TÁBLÁZAT

A szulfokálitrachitok K₂O- és Na₂O-tartalma

Mintavétel helye m-ben	A kőzet megnevezése	K ₂ O %	Na ₂ O %
1117,4	Szulfokálitrachit	12,62	0,13
1138,0	Sziliko-szulfokálitrachit	13,11	0,41
1512,5	Szulfokálitrachit	12,35	0,37
1514,0	Szulfokálitrachit	10,56	0,34
1527,0	Szulfokálitrachit	10,74	0,29
1547,4	Szulfokálitrachit	12,25	0,20
1588,6	Szulfokálitrachit	10,69	0,42
1787,3	Szulfokálitrachit	11,77	0,17

A 24. táblázat kőzetmegnevezéseiből kitűnik, hogy erőteljes piriteseés az 1117—1280 m közötti szakaszon kívül az altáró más részén is jelentkezik. Így 1500 m után a lilásvörös kálitrachitban nemcsak intenzív pirithintés észlelhető, hanem egymástól néhány m távolságban pirités-okkeres zsinórok is megjelennek. A kovásodás itt lényegesen gyengébb, mint az előző szakaszban, de igen erőteljes karbonátosodás kapcsolódik a piriteseéshez. A káli-metaszomatózis, s a vele összeszövődő, az őt követő erőteljes piriteseés, eredményezi az 1514 m-es zsinór kiugróan nagy Au-tartalmát.

1780 m után ismét dús pirithintés jelentkezik, sőt 1800 m körül a pirithintés

fokozódása mellett piritzsinórok is megjelennek. A pirites szakasz kőzete szulfokálitrachit. Előző szakaszhoz hasonlóan az itt jelentkező pirit-zsinórok is kitűnnek (1806 m, 1821 m) nagy nemesfém-tartalmukkal. A karbonátosodás is jelentős.

1900 m körül a Helén-telér pirites zónája uralkodóan propilitben, illetve propilit-kálitrachit határon alakult ki.

A Gyepű-hegy legfontosabb telére az András-telér és néhány jelentéktelenebb pirit-zsinór (Kis András-telér) is szulfokálitrachit-hoz kötött.

Az András-telér pirittartalma jelentős, de a nemesfém-tartalma lényegesen kisebb, mint a karbonátokkal is kísért pirites-okkeres zsinórokban. A karbonát-ásványok az András-telérben posztmetallogetikusan nemesfémmentes zárófázisként jelentkeznek.

A Baglyas-völgy feltárásaiban az András-bányában a pirit oxidáltan, okkeres kitöltésként jelentkezik, mint a régi telkibányai bányászat Au-tartalmának hordozója. Ezzel szemben ugyanazon szinten a Baglyas-völgyi I. sz. kaolintáróban (16. ábra) a dúsan pirites János-telér petrometallogetikai fejlődésénél a piritesedés erőteljes agyagásványosodáshoz kapcsolódik (l. később). Az erősen mobilizáló kálimetaszomatózis elmaradása és az erőteljes hidro-folyamat kedvezőtlenül befolyásolta a pirit nemesfém-tartalmát. A dúsan pirites hidro-szulfoandezitben a János-telér piritje csaknem teljesen nemesfémmentes.

A piritesedés az ércesedés K-i területén a Kánya-hegyen is igen fontos nemesfém mobilizáció folyamat. A piritesedést — a propilites fácies hipopiritesedését kivéve — uralkodóan a kálitrachitban találjuk. A piritesedés a kálimetaszomatózist követő, ércesedéssel színgenetikusan, endometafolyamat.

A Kánya-hegy legmélyebben ismert bányászati kifejlődésében, a Csengőbánya 80-as szintű irányvágatban (tszf 340 m), hidro-kloro-szulfoandezitben, a Jupiter-telér mellett észlelünk erősebb piritesedést. A Brenner II. telér felé a piritesedés mértéke a K_2O -tartalom növekedésével párhuzamosan erőteljesen nő, s a Brenner II. telér melletti kálitrachitban a piritesedés erős kovásodással kísérve jelentkezik. A kovás-pirites zónához kis mértékű nemesfém-tartalom is kapcsolódik. Hasonló sziliko-szulfokálitrachit kíséri a Jószerencsét-telért. A bányászati feltárás legjelentősebb telére a Lobkowitz-telér a 80-as szintű harántolásnál finoman pirithintés andezitogén propilitben alakult ki. A pirit itt nem tipomorf elegyrésze a propilites fáciesnek.

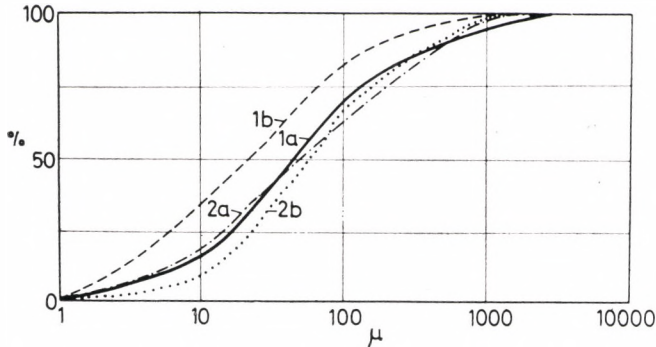
Közel 100 m-rel magasabban a Csengőbánya behatoló tárójának szintjén (tszf 412,5 m) erőteljes piritesedés a behatoló táró végső szakaszában, 550 m után jelentkezik. A pirites-vulkanit itt is szulfokálitrachit. A két szint közötti 80 m-es aknában közel a Jupiter-telérhez harántoltunk hidro-, kloro-, szulfo-, ill. hidro-karbo-szulfoandezitet.

A Kánya-hegy magasabb szintű feltárásaiban — Mária-táró (tszf 512 m), Zsófia-táró (tszf 533 m) — a piritesedés már alig észlelhető, az erőteljes aszcendens, majd deszcendens kilúgzási folyamatok, felszínközeli oxidáció oxi- és hidrovulkanitok képződéséhez vezettek. A telérek pirittartalma okerré alakult.

A szulfovulkanitok ásványos összetételére jellemző, hogy fő ásványos alkotóik megegyeznek a propilit, illetve a kálitrachit ásványos elegyrészeivel. A pirit-tartalom a propilitnél 3–7%, a szulfokálitrachitnál 5–10% között változik. A pirit a propilit állandó elegyrésze, több kloro-, sőt ortoandezitben is megjelenik automorf, gyakran több cm-t is elérő kristályokban. A propilitben a pirit a színes elegyrészek pszeudomorfózájaként is jelentkezik. A szulfokálitrachitban ércesedéssel színgenetikusan hintett piritesedésként lép fel.

A szulfovulkanitok kémiai összetétele nem tér el lényegesen a megfelelő vulkanitokétól, csak a S-tartalom jelzi a pirit mennyiségének növekedését.

A nyomelem összetételből (25. táblázat) különösebb következtetések nem vonhatók le, de az kétségtelenül megállapítható, hogy az ortoandezithez képest a kálitrachitban és különböző endometa-fajtákban a szulfokalkofil nyomelemek mennyisége fokozatosan nő.



15. ábra. A szulfovulkanitok szemnagysági összetétele. Telkibánya 2. alapfúrás
1 — sziliko-szulfokálitrachit 330,0—333,3 m, 2 — szulfo-karboandezit 374,1 m; a — kőzet,
b — pirit

A szemnagyságot feltüntető szöveti görbékből is (15. ábra) kitűnik, hogy a szulfovulkanit piritje nem hipo-, hanem legtöbbször endometa-származású. A görbéből az ortoandezithez hasonlóan a szubvulkáni eredet is jól tükröződik.

25. TÁBLÁZAT

A szulfo- (hidro-sziliko)-kálitrachitok nyomelem-összetétele
a telkibányai érces területen

Kőzet	Ag ₂ S	CuO	ZnO	PbO	NiO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	As ₂ S ₃	V ₂ O ₅
Sziliko-szulfokálitrachit Telkibánya 2. 25,2—25,8 m	18	70	500	?	110	—	500	(ny)	ppm 600
Hidro-szulfokálitrachit Telkibánya 2. 113,4—113,8 m	5	40	60	60	40	50	50	100	?
Sziliko-szulfokálitrachit Telkibánya 2. 295,2—297,8 m	3	26	50	15	230	500	10 000	—	500
Szulfokálitrachit Telkibánya 2. 318,7—320,4 m	3	45	50	20	—	—	5 800	—	400
Sziliko-szulfokálitrachit Telkibánya 2. 328,2—330,0 m	2	30	60	10	—	—	20 000	—	1100

Elemző: KUBOVICS IMRE

Szín- és posztmetallogenetikus szericitesedés

Petrometallogenetikai sorok:

ortoandezit → kloro-hidroandezit

ortoandezit → kloro-(karbo)-hidroandezit

kálitrachit → hidrokálitrachit

kálitrachit → (karbo-, sziliko-, szulfo)-hidrokálitrachit

Mobilis komponensek: H_2O , (CO_2) , (S).

Az ércesedést megelőző, többé-kevésbé a propilittel kapcsolatos szericitesedés — mint láttuk — általában jól felismerhető. Szinte lehetetlen azonban az ércesedéssel egyidejű és az ércesedést követő szericitesedés egymástól való elkülönítése. Míg az ércesedést megelőző szericitesedés főleg a mélyebb szinteken jelentkezik, addig a szín- és posztmetallogenetikus szericitesedés a magasabb szintekre és az érces terület felszíni kibúvására jellemző. Utóbbiakat gyakran karbonátosodás, kovásodás, illetve piritesedés kíséri (ezt a fenti petrometallogenetikai soroknál is feltüntettük).

Ércesedéssel egyidejű és ércesedés utáni folyamatként jelentkezik a szericitesedés, a Ferdinánd-altáróban, különösen az altáró második szakaszán. A szericit mennyisége eléri az 5–10%-ot. A káliföldpát fenokristály szericitesedett.

26. TÁBLÁZAT

A szericites hidrokálitrachitok K_2O - és Na_2O -tartalma

Távolság a bejáratról m-ben	Kőzet	K_2O %	Na_2O %
1641,6	Sziliko-hidrokálitrachit	10,42	0,22
1665,5	Karbo-hidrokálitrachit	8,51	0,27
1667,0	Porló karbo-hidrokálitrachit	5,90	0,90
1691,0	Hidrokálitrachit	8,78	0,68

A szericitesedés a kálimetaszomatózist követte. A szericitesedés egyidejű CO_2 hatással párosulva, a kőzet porlódásában is fontos szerepet játszott.

Jelentősen megnő a szín- és posztmetallogenetikus szericit mennyisége közvetlenül az érceléreket mentén, a Gyepű-hegy és a Kánya-hegy legmagasabban fekvő feltárásaiban. A Gyepű-hegyi ércesedés legfontosabb telérének, az András-telérnek a bányászatát szolgáló András-bánya behatólójában is gyakori mind a plagioklász, mind a káliföldpát szericitesedése. A Ferdinánd-altáróban az András-telért csaknem teljes csapásmenti kifejlődésben szericites hidrokálitrachit kíséri.

Hasonló a helyzet a Kánya-hegyi Csengő-bánya 80-as szinti irányvágatában. Az érceléreket kísérő kőzet különösen az agyagos kitöltésű teléreket mentén erősen szericites. Még erőteljesebb a szericitesedés a Kánya-hegy legmagasabb bányászati feltárásaiban. Így a Mária-táróban, ahol nemcsak az agyagos-okkeres kitöltésű teléreket mentén, hanem a feltárt teljes kőzetösszetételben erőteljes szericitesedést találunk, de szericitesedett (gyakran biztosan posztmetallogenetikusan) a Zsófia-telért kísérő kálitrachit a csapásmenti feltárás teljes hosszában a Kánya-hegy K-i oldalán fekvő legmagasabb bányászati feltárásban is.

Ha a kőzet ásványos alkotói a szericitesedésnél nagyobb fokú endo- vagy exometá átalakulást nem szenvednek, a kőzet kémiai összetétele, nyomelem-

tartalma az eredeti vulkanitétól alig tér el. Csupán a H_2O^+ -tartalom emelkedik. A petrometallogenetikai fejlődésnek sokkal magasabb fokát jelenti az erősen agyagásványosodott hidrovulkanit.

Ércesedést kísérő színgenetikusan és posztgenetikusan agyagásványosodás

Ércesedést kísérő agyagásványosodás aszcendens és deszcendens mobilizáció hatására színgenetikusan és posztgenetikusan folyamatok során változatos petrogenetikai, illetve petrometallogenetikai fejlődés eredményeként keletkezik.

A hidrotermális ércesedéssel kapcsolatos agyagásványosodással alapvetően többek közt LINDGREEN (1933), SUDO (1962, 1963) és TCHOUKHROV (1962) foglalkozott. Az agyagásványosodott vulkanitok (hidrovulkanitok) tanulmányozása elsősorban nem az ércesedéssel való kapcsolatának köszönheti a nemzetközi tudomány előterébe kerülését, hanem inkább annak, hogy a hidrotermális ércesedések területén speciális agyagásványfajták, illetve kevert szerkezetek keletkeznek, amelyek érdekességükönél fogva hívták fel az agyagásványokkal foglalkozó kutatók figyelmét.

SUDO és TCHOUKHROV (1962) már figyelemmel volt azonban arra az összefüggésre is, ami az érces telérek kémiai és ásványos összetétele és a kialakult agyagásványos övek között fennáll. Sőt TSCHUCHROW (1965) még azt is erősen hangsúlyozta, hogy az agyagásványok képződésében hidrotermális érces területeken az aszcendens oldatok mellett deszcendens oldatok is nagyon fontos szerepet játszanak.

A következőkben ismertetett saját vizsgálati eredményeim szerint a szoros értelemben vett agyagásványosodás vertikális kiterjedésben a vulkáni hegységek hidrotermális értelegein más kőzetlebontási folyamatokhoz viszonyítva korlátozott s nagyarányú regionális folyamatnak csak akkor tekinthetjük, ha a klorittal jellemezhető zöldkövesedést, propilitesedést is az agyagásványosodáshoz számítjuk, amit azonban mint prémetallogenetikus folyamatot már részletesen tárgyaltunk.

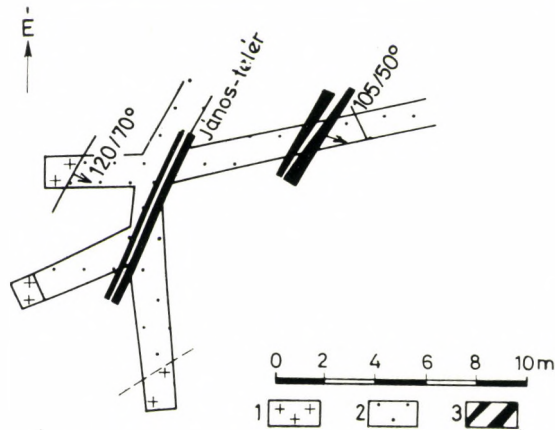
Az agyagásványosodást előidéző sokféle tényező szétkülönítésére a telkibányai arany-ezüst érces terület (Tokaji-hegység) igen alkalmas. A Telkibányához hasonló vertikális feltártság ritkán adódik. Számításba véve legkiemelkedőbb csúcsának, a Kánya-hegységnek 600 m tszf magasságát, a különböző bányászati feltárásokat és a területen lemélyített 1240 m-es érckutató fúrást, 1400–1500 m függőleges kiterjedésben tanulmányozhatjuk az itteni agyagásványképződést.

Az agyagásványok szinthez kötöttségére a Tokaji-hegység É-i részén már SCHERF E. (1952) utalt. Véleménye szerint a kékedi-telkibányai területen és utóbbtól D-re a széles kőzetelváltozási övekben számos helyen mutatkozik agyagásványosodás.

Vizsgálataim szerint a szűkebb értelemben vett agyagásványosodás a telérek felszíni kibúvásához közel a legnagyobb mértékű, és lefelé haladva fokozatosan csökken. Ez érvényes mind a terület Ny-i, ún. Gyepű-hegyi, mind a K-i Kánya-hegyi részére.

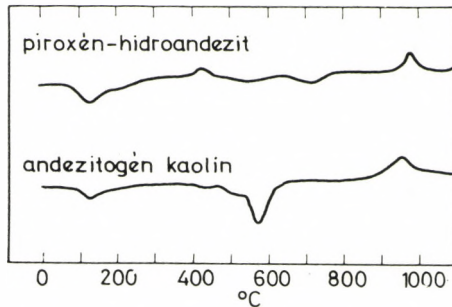
A Gyepű-hegyi I. sz. kaolin táróban (374 m tszf) a János-telért több 10 m vastagságban ipari méretű kaolinosodás (16. ábra) kíséri. A felette levő II. sz. kaolin táróból (384 m tszf) pedig már több mint egy évszázaddal ezelőtt is

termeltek kaolint. Különböző vizsgálatok és a 17. ábrán feltüntetett termikus görbék szerint a kaolinos kőzet uralkodó agyagásványa a kaolinit, amelyet kisebb mennyiségű illit és amorf-kovasav is kísér. A kaolin hidroandezites stádiumon keresztül piroxénandezitből képződött, amely átalakulás az I. sz. kaolin táróban a János-telér mindkét oldalán fokozatosan végig nyomozható.



16. ábra. A János-telért kíséő illites kaolin az I. sz. kaolin táróban
1 — hidroandezit, 2 — illites kaolin, 3 — érc telér

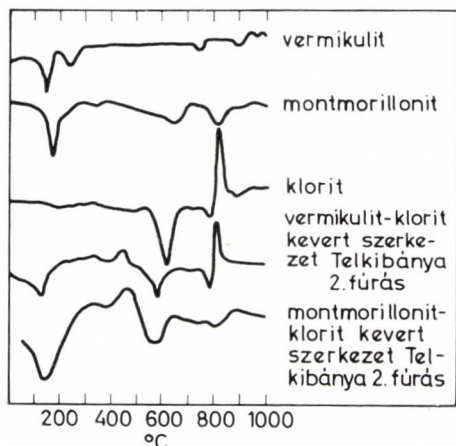
LIFFA A. (1955) összefoglaló munkája szerint az I. sz. kaolin táróval azonos szinten az András-telért is 40 m vastag kaolin kíséri. Az illites kaolinnal kísért János-telér nemesfém-tartalma a Baglyas-völgyi I. sz. kaolin táróban egészen kicsi.



17. ábra. A János-telért kíséő illites kaolin termikus görbéi az I. sz. kaolintáróban

Ha azonban említett telérek (János-telér, András-telér) mentén lefelé haladunk, a hidrovolkanit kaolintartalma fokozatosan csökken, és a legnagyobb Gyepű-hegyi feltárásban a Ferdinánd-altáróban (220–230 m tszf) csak alárendelten jelentkezik kaolinit. Az András-telért kíséő másodlagos ásványok között pedig (különböző víztartalmú szulfátok, foszfátok, vasoxidok) számos olyan ásványt találunk, amelyek az ún. oxidációs szintnek a Ferdinánd-altáró szintjéig való lenyúlására utalnak. Ennek ellenére a Ferdinánd-altáróban a kaolinit tartalom erősen lecsökken, és magában az András-telérben és a Ferdinánd-altáró szintjéről mélyített aknácska agyagos kitöltésében montmorillo-

nit is megjelenik. A montmorillonitot sokszor csak a telérkitöltés leiszapolt részéből sikerült kimutatnunk, mert az agyagásványokat a telérben jelentkező ércásványok és a legfiatalabb karbonátásványok (sziderit, dolomit, magnezit, ankerit) jórészt elfedik. Az András-telér 5 m-es aknájának talpáról É-i irányban hajtott vágat kitöltésében azonban viszonylag sok, 20–30% montmorillonit jelentkezt, közepes mennyiségű (kb. 20%) oligonit, pirit, kevés adulár, kevés metahalloysit, kevés vashidroxid mellett. Ugyanabban a mintában jelentős nemesfém-feldúsulás is mutatkozott. A minta montmorillonitja a röntgen-diffraktométeres felvétel szerint jól definiált szerkezetű, nem kevert típusú ásvány. A Ferdinánd-altáró szintjén azonban az András-teléren kívül



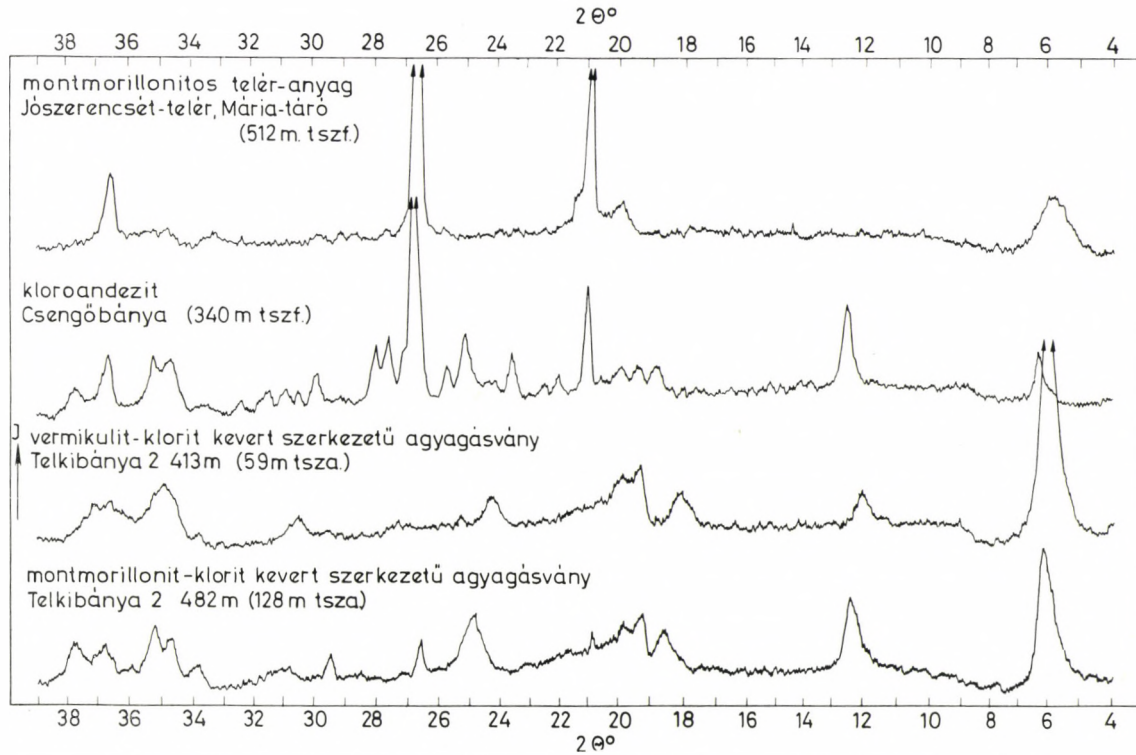
18. ábra. Típusos vermikulit, montmorillonit, klorit és kevert szerkezetű vermikulit-klorit, montmorillonit-klorit DTA-görbéi

a János-telérben is megjelent a montmorillonit, a telér É-i csapásvágotában (3 m) 20–30% montmorillonit volt kimutatható kevés pirit, adulár, metahalloysit és kaolinit mellett. A nemesfém-tartalom relatíve ebben a mintában is megemelkedett.

Az altáró szintje (220–230 m tszf) alatt azonban a montmorillonit is eltűnik. Az András-táró bejárata mellett a Baglyas-völgyben lemélyített 1240 m-es szerkezetkutató fúrásban kaolinitet, illetve montmorillonitot csak a felsőbb szintek teléres kitöltéseiben találunk (7. melléklet).

Kaolinitet jelentéktelen mennyiségben csak a felszíntől számított 150 m-ig, a montmorillonitot pedig főleg a teléres kitöltésben a felszíntől számított 400–500 m közötti mélységig jeleznek a DTA-görbék. E szinttől lefelé a klorit lesz az uralkodó „agyagásvány” (7. melléklet) a 400–500 m közötti szinten mind a mikroszkópos vizsgálatok, mind a DTA görbe (18. ábra), mind a röntgendiffraktométeres felvételek (19. ábra) montmorillonit(vermikulit)-klorit kevert szerkezetű agyagásványt mutattak ki.

Az epitermális értelemek kevert-szerkezetű agyagásványaival legutóbb SUDO V. és munkatársai (1962) foglalkoztak. Vizsgálataik szerint szabályosan rétegzett kevert szerkezetű montmorillonit-klorit ásványok leggyakrabban szfalorit-galenit-értetestek szegélyén, illetve a montmorillonitos és klorit-illites zóna átmeneti övében keletkeznek. Az epitermális értelemek átmeneti agyagásványos öveire a szabályosan kevert szerkezetű ásványok igen jellemzőek.

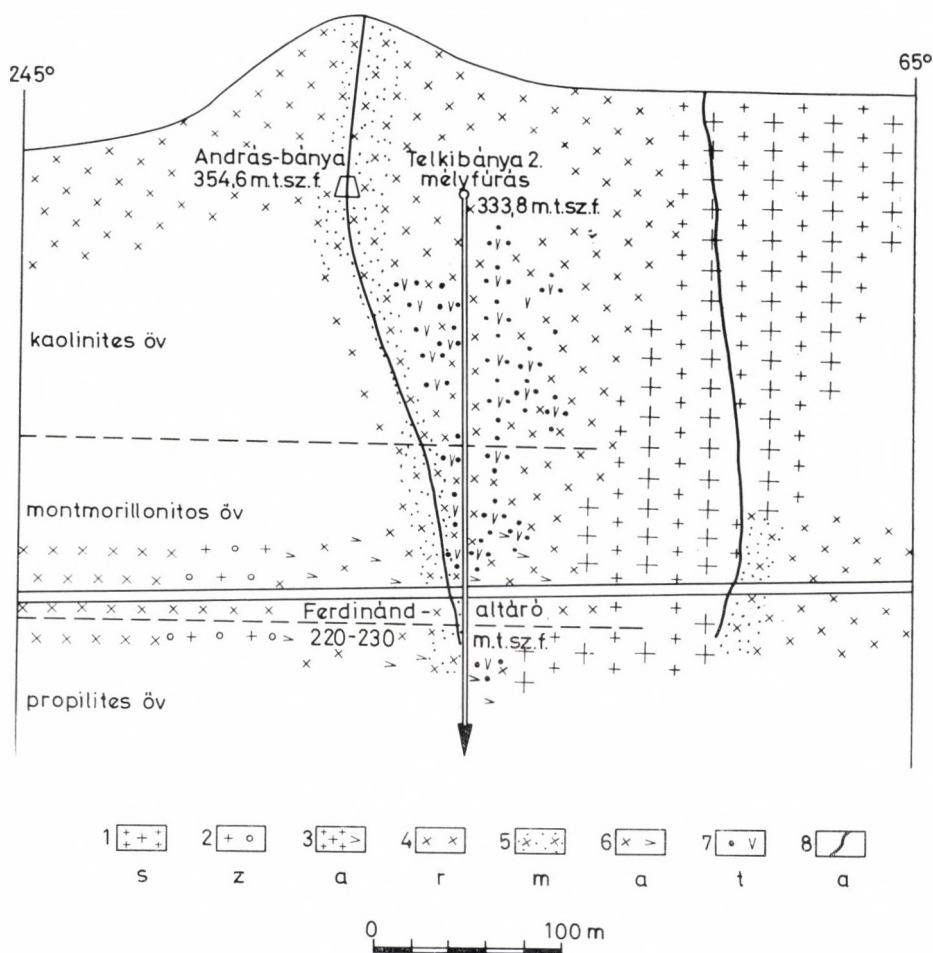


19. ábra. Montmorillonit, klorit és kevert szerkezetű vermikulit-klorit, montmorillonit-klorit agyagásvány diffraktométeres felvétele

A rácssík beépülés jellegét a szabálytalanul vagy szabályosan rétegzett szerkezetek keletkezését a külső körülmények határozzák meg. Ha a környezetben, amelyek az A ásvány számára voltak kedvezőek, a körülmények B ásvány képződésére válnak kedvezővé, SUDO szerint (1963) fokozatos átalakulású típusokat állapíthatunk meg. Ez érces területünkön a felszíntől számított 400–500 m-ben a következő módon alakul:

klorit → montmorillonitos (vermikulitos) komplexumokat tartalmazó deformált klorit → klorit-montmorillonit (vermikulit) kevert szerkezet → kloritos rétegkomplexumokat tartalmazó montmorillonit (vermikulit) → montmorillonit (vermikulit).

Az érces terület említett kevert szerkezetű agyagásványainak nemcsak az átmeneti öv jelzése szempontjából van jelentősége, hanem abból a szempont-

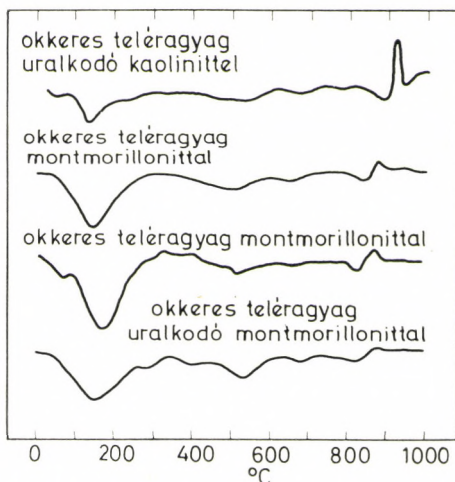


20. ábra. A Gyepű-hegyi ércesedés agyagásványos övei

Jelmagyarázat: 1 – amfibolos piroxénorto- és hidroandezit, 2 – andezitogén propilit (kloroandezit), 3 – karboandezit, 4 – kálitrachit (kálimetaszomatit), 5 – hidrokálitrachit, 6 – karbokálitrachit, 7 – sziliko-szulfokálitrachit, 8 – éretelér

ból is, hogy ezek megjelenése a fúrás anyagában galenit-szfalerites ércesedés lehetőségére is felhívja a figyelmet. Az a mélység, amelyben a szerkezetkutató alappfúrásban ezek a szabályosan rétegzett kevert szerkezetű agyagásványok megjelennek, lehet a fúrásban nem harántolt szulfidos ércesedés optimális szintje.

A kevert szerkezetű agyagásványok után a felszíntől számított 500 m alatt a szerkezetkutató alappfúrásban a klorit válik uralkodóvá. A kloritot rendszeresen pirit, kalcit, epidot kíséri. Ez az állandósult ásványos összetétel, ahogy a DTA görbék is igazolják, a szerkezetkutató alappfúrásban a propilites fácies nagyobb hőmérsékletű képviselőjeként egészen a fúrás talpáig megmarad,



21. ábra. A Mária-táró agyagos telérrakításainak DTA-görbéi

ahogyan azt a propilitesedéssel kapcsolatban már említettük. A Gyepű-hegyi ércesedés agyagásványos öveit a 20. ábra tünteti fel.

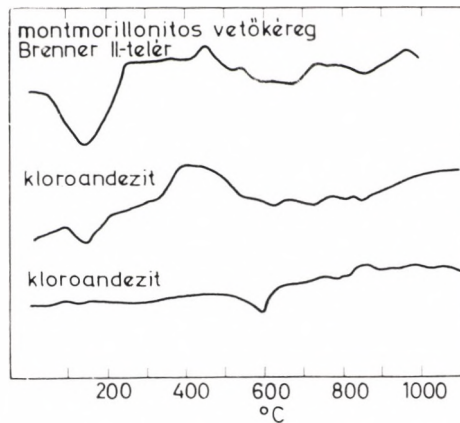
A terület K-i részén a Kánya-hegyi telérek agyagásványos kitöltése, illetve a teléreket kísérő hidrolebontás lényegében a Gyepű-hegyhez hasonló függőleges tagoltságot, öves elrendeződést mutat (lásd a 23. ábrát). A legmagasabban fekvő Mária-táróban (511 m tszf) a Kánya-hegyi főtelérek (Lobkowitz, Jószerencsét, Jupiter) kitöltésének kvarcos-okkeres részeiben a gyakran nem kristályos és DT görbén gyakran nem is jelentkező vashidroxid mellett (a diffraktométeres felvétel szerint) kisebb mennyiségben kaolinites agyagásvány is jelentkezik. Fentieket kevés adular, pirit, igen kevés szericit is kíséri. A kaolinodás a Gyepű-hegyhez hasonlóan vertikálisan nem nagy, de a felső szinten jelentős horizontális elterjedésű.

Ezt támasztja alá, hogy a Kánya-hegy – Pál-hegy – Hollóháza környékén több táró tár fel bányászatra is alkalmas riolit-kaolint. Sőt hosszabb ideig a hazai kerámia ipar számára jelentős termelés is történt. A Kánya-hegy Ny-i részén a Mária-táró teléreiből azonban a kaolinit mellett deszcendens mobilizáció eredményeként montmorillonit is megjelenik (21. ábra).

A Csengőbánya 80-as szinten, 200 m-rel a Mária-táró alatt, az agyagásványos összetétel egészen más jellegű. A telérek agyagos kitöltésében a montmorillonit az uralkodó agyagásvány. A Csengőbánya 80-as szinten azonban a

montmorillonit mellett, a magasabb szintektől eltérően sehol sem jelentkezik kaolinit. A telérek közötti jelentős tömegű propilitben klorit lesz az uralkodó agyagásvány (22. ábra). Fenti megfigyelések és a Gyepű-hegyi analógiák alapján a Kánya-hegyi mélyebb szintekben is fel lehet tételezni, hogy a szűkebb értelemben vett agyagásványosodást a mélyebb szinteken klinoklór tartalmú propilit, tehát tágabb értelemben vett agyagásványosodás váltja fel (23. ábra). A Kánya-hegyi ércesedés területén is tehát a Gyepű-hegyihez hasonló agyagásvány-övek alakulnak ki.

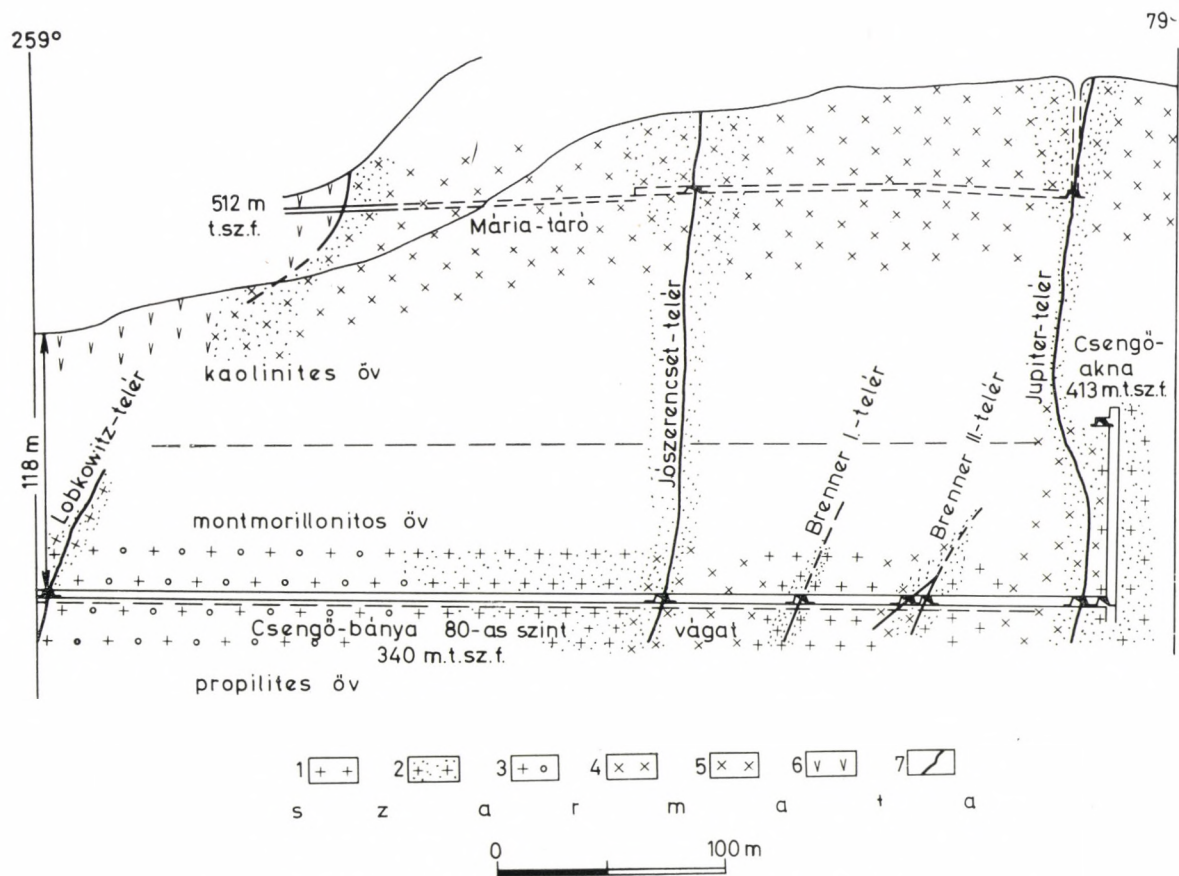
Igen érdekes, ha eddigi megfigyeléseinket a területen lejátszódó kőzetgenetikai fejlődésbe helyezve tárgyaljuk. Az ércesedést regionális, a terület



22. ábra. A Csengőbánya 80-as szint hidro-, klorovulkanitjainak termikus görbéi

bázisában közel 1000 m függőleges kiterjedésű propilitesedés vezette be. Az ércesedéssel egyidejű folyamatok a hidrotermális oldatokat vezető tektonikus hasadékok mentén a magasabb szinteken nagyobb oxidációs fok mellett fokozatos kálimetaszomatézist — kálitrachit, illetve kálimetaszomatit képződést — hoztak létre. A kálimetaszomatózissal összeszövődő érchező oldatok a kísérő mellékkőzetben különösen a magasabb szinteken jelentős lebontást (szericitesedést, piritesedést, kovásodást, karbonátosodást) idéztek elő. A felszín közelében, ahol az aszcendens kilúgzás legnagyobb mértékű volt, jelentős horizontális és csekély függőleges kiterjedésben kaolinosodás jött létre. Az agyagásványos kitöltések további alakulásában a tektonikai vonalakban, teléres jellegű kifejlődésekben és telérekben szivárogni képes felszíni származású oldatok is fontos szerepet játszottak. A deszcendens oldatok messze az ún. oxidációs szint alá, a telérek felszíni kibúvásától számított mintegy 300–400 m mélységig hatoltak le, és a felszínközeli öv mélyebb szintjeiben főleg montmorillonitot hoztak létre.

A kvarcos, kaolinites, pirites érces telérekben a nemesfém-feldúsulás jelentéktelen. Így többek között a Kánya-hegy K-i legmagasabb szintjéről ismert kvarcos okkeres Zsófia-telérben. Hasonlóan a Kánya-hegy Ny-i oldalába vájt magasan fekvő Mária-táró (512 m tszf) okkeres, kaolinites teléreiben csak kis nemesfém-tartalom mutatkozik. Ezzel szemben a Mária-táró ugyanezen teléreinek montmorillonitos kitöltéseiben a nemesfémdúsulás maximális. A régi telkibányai bányászat optimális szintjeit montmorillonit kíséri. A montmorillo-



23. ábra. A Kánya-hegyi ércesedés agyagásványos övei

Jelmagyarázat: 1 - piroxénortoandezit, 2 - hidroandezit, 3 - kloroandezit, andezitogén propilit, 4 - kálitrachit (kálimetaszomatit), 5 - hidrokálitrachit, 6 - riolittufa, 7 - ércotelér

nitos öv alsó határa úgy a Gyepű- mind a Kánya-hegyen a nemesfém-tartalom erős lecsökkenésével esik össze.

A nagyobb mélységben helyet foglaló elsődleges szulfidos színesfém (szfalerit, galenit, kalkopirit) ércitöltést kálitrachit, illetve andezitogén propilit kíséri. Az agyagásványok fenti öves kialakításában az aszcendens és deszcendens hatásokon kívül a mélységben fellépő nyomásnak is fontos szerepe volt. A nyomás az egyensúlyt az agyagásványok felől a klorit felé tolta el.

Mindezek a megfigyelések — amint a későbbiekből kitűnik — a kárpáti más érces területekre is érvényesek. A felszínen csaknem mindenütt ércesedést indikáló kaolinesedést, alatta montmorillonitos nemesfém feldúsulási övet, még nagyobb mélységben propilittel kísért színes szulfidos ércesedést találunk. Az adatok arra utalnak, hogy az övek egymáshoz viszonyított aránya, függőleges kiterjedése az ércesedés helyi kifejlődésével és kőzetgenetikájával a legszorosabb összefüggésben áll.

Posztmetallogetikus oxidáció és redukció

Az oxigénnek, mint mobilis komponensnek a szerepéről, az oxidációról, és redukcióról mint pré- és színmetallogetikus folyamatról már szövegtünk. A redukciónak a regionális propilitesedésnél az oxidációnak a pré- és színmetallogetikus kálimetaszomatózisnál van különösen fontos szerepe. A telérek felszíni kibúvásánál jelentős vízszintes elterjedésben jelentkező kaolinosodás, hidrovolkanitképződés is — mint láttuk — oxidáló körülmények között megy végbe.

Nem hanyagolható el azonban az oxidációnak és redukciónak az a posztmetallogetikus fajtája sem, amely deszcendens mobilizáció eredményeként elsősorban a teléres hasadékokban jelentkezik. Sőt a mai tudásunk szerint ezek a deszcendens oldatok a tektonikai hasadékok mentén több száz m mélységre is lehatolnak, s ott a megnövekedett hőmérséklet hatására különösen erős átalakító hatást fejthetnek ki a telérek ásványos kitöltésére.

A telkibányai ércesedés petrometallogetikus oxidációs övét PÁLFY (1929) véleménye szerint a Gyepű-hegyi ércesedés területén az András-tárol szintje képviseli. A tárolban lemélyített akna alsó részét már a cementációs zónába sorolta. A cementációs zóna termékének tekintette az akna alsó szintéről származó fekete porszerű argéntitet is. A Kánya-hegyi ércesedés területén a Mária-tárol és a Zsófia-tárol szintjét sorolta az oxidációs zónába.

LIFFA (1954) a Telkibánya bányászataról készült monográfiájában a Gyepű-hegyi András-tárol területén az oxidációs öv vastagságát

az András-tárol szintje	360 m tszf
András-akna talpa (a oxidációs öv alsó határa)	265 m tszf
András-akna mélysége	95 m-ben

állapította meg.

Véleménye szerint az elsődleges öv a Gyepű-hegyi ércesedés területén általában 240 m tszf-i magasságban kezdődik.

A K-i Kánya-hegyi bányamező területén, LIFFA véleménye szerint, valamilyen telér oxidációs öv jellegű (LIFFA a Csengőbánya 80-as szinti irány-

vágatot nem ismerte), de az oxidációs öv alsó határát pontosan nem tudta megállapítani. Vizsgálataink szerint a telkibányai ércesedés területén élesen elkülönült oxidációs, ún. cementációs és primér érces övet nem különböztethetünk meg. Lényegében csak hipergén és szupergén érces övekről beszélhetünk.

A *Gyepű-hegy* területén az ún. oxidációs öv jellegzetes cementációs öv kialakulása nélkül megy át az elsődleges szulfidos övbe. Kitűnő példa erre az András-telér Ferdinánd-altárai kifejlődése, amelyet a jellemző oxidációs ásványok: goethit, melanterit, halotrichit, alunogén (keramohalit) nagy tömegű képződése jellemez. A jellegzetes oxidációs ásványok mellett azonban az elsődleges szulfidok is megjelennek. Utóbbiakat elsősorban a kalkopirit, a szfalerit és a pirit képviseli.

A *Kánya-hegy* területén is igen jellemző, hogy míg a Mária-táror, Zsófia-táror telérei (500 m-es szint tszf) az oxidációs övet képviselik, és az oxidációs jelleg még a 400 m tszf magasságban a Teréz-táror és a Csengőbánya behatoló tárorban is erősen uralkodik, addig a Csengőbánya 80-as szinten (tszf 310—330 m között) az oxidációs jellegek mellett már lencsés betelepülések alakjában a primér övet képviselő szulfidos ásványok is megjelennek. Uralkodó oxidációs ásvány e szinten csupán goethit és limonit. A primér szulfidos ásványokat: pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit, argentit, tetraedrit, pirargirit képviseli.

Az érces kifejlődéseken jelentkező szupergén hatásokat az előbbi fejezetben tárgyalt agyagásványos övek is pontosan jelzik. A felszíni kaolinites öv az érces kitöltések ún. oxidációs övét kíséri. Már ebben az övben is jelentkezik a montmorillonit, amely egészen a primér öv határáig nyúlik le. Egyben ez jelenti a nemesfém dúsulás maximumát is. A montmorillonit szerepét a primér szulfidos övben fokozatosan a klorit veszi át.

A kétféle irányú folyamat eredményeként a telkibányai érces területen az ércesedésre jellemző határozott öves elrendeződés alakult ki, amelyet a 27. táblázaton tüntettünk fel.

27. TÁBLÁZAT

Petrometallogenetikai folyamatok, hipo- és metavulkanitok és az érces telérek vertikális övei

Petrometallogenetikai folyamatok	Hipo- és metavulkanitok	Érces telérek
Oxidáció	Oxikálitrachit	Au—Ag tartalmú, okkeres telérek
Deszcendens agyagásványosodás	Hidro-kálitrachit	Agyagásványos telérek kovás kitöltéssel
Egyidejű kovásodás	Hidro-szilikokálitrachit	
Szericitesedés	Hidro-kálitrachit	Au—Ag tartalmú, pirites, argentites telérek agyagásványos, kovás kitöltéssel
Karbonátosodás	Karbokálitrachit	
Kovásodás	Szilikokálitrachit	
Piritesedés	Szulfokálitrachit	
Kálimetaszomatózis, adularosodás	Kálitrachit (adularit)	
Propilitesedés	Andezitogén propilit	Színes szulfidos ércetelérek szfalerittel, galenittel, kalkopirittel

III. Metallogenezis

A telérek és érces zónák jellemzése

A. Gyepű-hegyi telérek

Az érces terület — mint már említettük — egy Ny-i és egy K-i bányamezőre különül el. A Ny-i bányamező telérei a Gyepű-hegyben, a K-i bányamező telérei a Kánya-hegyben alakultak ki (lásd az 1. és a 3. térképmellékletet).

A Gyepű-hegyi teléreket az András-tárón, a János-tárón és a Kaolin-tárón keresztül az előző századokban és századunk elején művelték. A második világháború után a Gyepű-hegyi teléreket a közel Ny—K-i irányban mintegy 2300 m hosszúságban kihajtott Ferdinánd-altárral, mélyebb szinten is megkutatták. A Ferdinánd-altárból, amely az É—D-i csapásirányokra nagyjából merőlegesen harántolta a teléreket, került sor a telérek rövid csapásmenti megkutatására is. Valamennyi telésre egyaránt jellemző, hogy csapásuk megközelítően É—D-i és a fő tektonikai irányokkal párhuzamos. Tisztázódott az is, hogy a Ferdinánd-altárró telérei földtani kifejlődésük és ércartalmuk szempontjából 4 csoportra oszthatók (l. az 1. mellékletet).

1. Az első csoportba tartoznak a Ferdinánd-altárró vulkáni összletének elején jelentkező kovás szakasz telérei (a bejárattól számított 1160—1210 m között). Szétnyíló hasadékok, dús kovásodással (X. tábla).

2. A második csoportba soroljuk azokat a teléreket, amelyek kitöltése kovás-pirites, kovás-okkeres, agyagásványos-pirites, gyakran sok mellékkőzet-breccsával. Ezek nem jellegzetes hasadékkitöltések, hanem utólagos elmozdulások zúzódási öveiben jöttek létre. Anyaguk a mellékkőzetből származik. A zúzott öv hasadékaiban a különböző oldatok utat találtak, azokat lassan kiszélesítették és fokozatosan felemésztették a mellékkőzetet. Az agyagásványos, pirites mellékkőzet darabokhoz gyakran nemesfém tartalom is kapcsolódik. A típuson belül 2 altípust különíthetünk el:

Az első altípus jellemző képviselője az András-telér, amely annak ellenére, hogy teljes csapásmenti kifejlődése alapján nem jellegzetes szétnyíló hasadék, a mellékkőzettől mindig éles vállappal válik el. Így csapásmentén jól követhető.

Ezzel szemben a másik altípus csak szélesebb piritimpregnációs, piritzsinóros zóna. Legjellemzőbb képviselője az ún. Helén-telér, amely csapásmentén alig volt követhető. Jellemző azonban ezekre a teléres zónákra, hogy a széles (gyakran 10 m-t is meghaladó) zónán belül nemesfémekben gazdagabb piritdúsulás is jelentkezik.

3. A harmadik típusba tartoznak az előbb említett telérek csapásával nagyjából párhuzamos pirites, leggyakrabban okkeres zsinórok, amelyekben a nemesfém-tartalom jelentős mennyiségben koncentrálódhat.

4. Egészen külön típust képvisel, a 4. csoportba sorolom az 1864 m-es ún. szfalerites telért. Utóbbi sárgásfehér karbonátos, agyagos kitöltésben szfalerit muglyákat, kvarcfészkeket tartalmaz.

A Ferdinánd-altárró harántolt teléreit a bányászati kutatás a bejárattól számított m-rel jelölte meg. Ezt a megjelölést zárójelben még a korábban elnevezett teléreknél is feltüntettük.



1



2



3



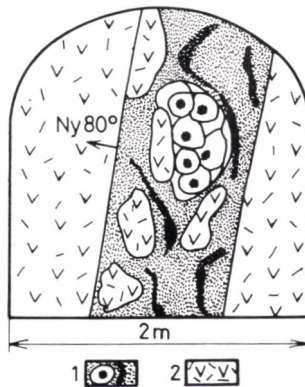
4

Kovás, agyagos telérek pirit-markazit zsinórokkal, kvarcerekkel, druzákkal

A szarmata üledék és kálitrachit határán kialakult kovás szakasz legfontosabb telérei a következők: az 1174 m-es és az 1195 m-es Jóreménység-telér.

1174 m-es telér

Az 1174 m-es telér megkutatása É-i és D-i irányban mindössze 15 m-es csapáshosszban történt (6. térképmelléklet). Az említett telér jellegzetes szétnyíló hasadék erős kovásodással, szalagos szerkezettel (l. X. tábla 2. felvétel) kisebb-nagyobb kvarc-druzákkal. A druzákban jól fejlett, gyakran 10–20 cm-t is meghaladó víztiszta kvarc-kristályok (hegyikristály) alakultak ki (l. X. tábla 1. felvétel). A telér vastagsága a 15 m-es csapáshosszban 40–100 cm között



24. ábra. 1174 m-es telér, É-i vājvég, Ferdinánd-altáró

Jelmagyarázat: 1 – telér-kvarc kolloid pirittel, piritzsinórokkal és piritfeldúsulással, 2 – szilikokálitrachit

változik. Uralkodó csapásirány $345-165^\circ$, dőlése Ny-i $63-96^\circ$. Dőlésmenti kiterjedése nem ismert. Új telér, amelyet a legújabb bányászati kutatások tártak fel. Tszf magasság 240 m.

Kitöltésében a sötétszürkére színezett kova uralkodik. A kovaanyagot nagykristályos, fehér telérkvarc hálózza be. A druzák már említett szép hegyikristályai képviselik a kvarc másik fenokristályos fajtáját. A kvarc mellett jellegzetes ásvány a pirit. Utóbbi két generációban is jelentkezik. Az első generáció piritje finom kolloid eloszlásban a kovaanyagot színezi. A másik durvaszemű világosszínű kovand, amely 1–10 cm vastag zsinórok formájá-

X. tábla

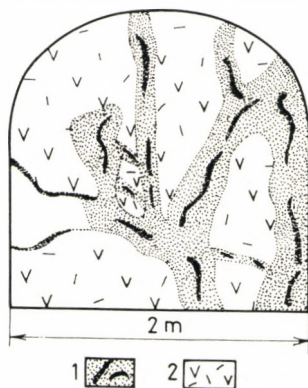
Ferdinánd-altáró, 1174 m-es telér, É-i vājvég.

1. Több centiméteres kvarc hegyikristályokkal kitöltött geóda pirites kovás telérben.
2. Szalagos, kovás pirites telér, gélpirittel sötétszürkére színeze.
3. Kvarcos, pirites telérrészlet, élénk sárgaszínű pirites, markazitos zsinórokkal.
4. Gélpirittől sötétszürkére színezett kovában élénk sárga pirites-markazitos zsinórok.

ban hálózza be a telérkitöltést. A telér jellegét az É-i és D-i vájvégről készült vázlat és felvétel mutatja be (24., 25. ábra, XI. tábla, 3. felvétel).

Az éremikroszkópi vizsgálat szerint a szulfidos, aranyszínű zsinórokban a pirit mellett markazit is gyakori. Mind a pirit, mind a markazit, mind a durvaszemű kvarc szalagos szerkezetű. A kolloid piritet tartalmazó kovás telérkitöltés magasabb, a telérkitöltést behálózó pirités-markazitos zsinórok alacsonyabb hőfokon keletkeztek.

A telér „mellékköze” világoszürke, sziliko-, ill. sziliko-szulfokálitrichit, amelyet gyakran 1–2 mm-es piriterek hálózna be.



25. ábra. 1174 m-es telér, D-i vájvég, Ferdinánd-altáró

Jelmagyarázat: 1 – telér-kvarc kolloid pirittel és vékony piritzsinórokkal, 2 – szilikokálitrichit

1195 m-es Jóreménység-telér

Az 1195 m-es Jóreménység-telér a kovás szakasz legfontosabb teléré. Megkutatása É-i irányban mintegy 40, D-i irányban 30 m-es csapáshosszban történt (lásd a 8. térképmellékletet). Szerkezete az 1174 m-es telérével teljes mértékben egyezik. Jellegzetes szétnyíló hasadék szalagos szerkezettel, gélpirittől sötétszürkére színezett kovás telérkitöltéssel, szürkésfehér zsírfényű telérkvarccal és több cm-es hegyikristályokat tartalmazó kvarcdruzákkal. A fehér telérkvarc a szürkére színezett kovás telérkitöltésnél fiatalabb. Hasonlóan fiatalabb az aranysárga színben, fémesen csillogó zsinórokban jelentkező durvakristályos pirit és markazit. A telér jellegét a X. tábla 3., 4. felvétele kitérően tükrözi (l. a 26. ábrát is).

A telér vastagsága a kihajtott csapáshosszban 1,0–2,5 m között változik, átlagvastagsága az É-i vágatban 107, a D-i vágatban 157 cm. Az altáróval tör-

XI. tábla Ferdinánd-altáró.

1. 1821 m-es okkeres, nemesfémek zsinór másodlagos halotrichit képződéssel az É-i csapásvágatban.
2. 1821 m-es „telér” D-i csapásvágatának főtétjén húzódo okkeres, nemesfémek zsinór 5–6 m között.
3. 1174 m-es telér É-i vájvége sötétszürke kovás kitöltéssel élénk sárga pirit-, markazit-zsinórokkal.
4. Jószerenesét-telér, Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat, jobb haránt, É-i sarok (108. m. p.) telért kísérő oxi-leukoandezit.



1



2



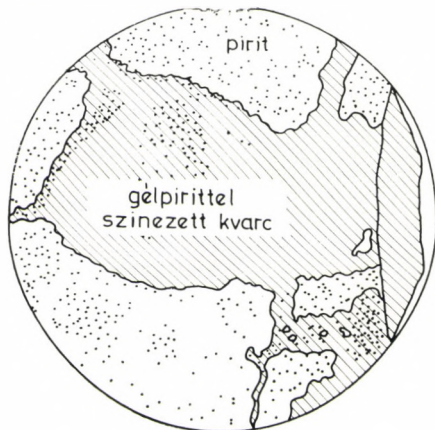
3



4

tént harántolásnál a telér a csapásvárat teljes szélességét foglalta el, tehát vastagsága a 2 m-t is meghaladta.

Ásványos összetételét az 1174 m-es telérhez hasonlóan éremmikroszkópi és röntgendiffraktométeres vizsgálatok szerint egy nagyobb és egy kisebb hőmérsékletű fázis jellemzi. Az első fázisban a mineralizáció kolloid oldatokból történt. Az egészen finom eloszlású szubmikroszkópos Au a kovában és a gél-piritben (l. a XII. táblát) rejtőzik. A második fázisban fehér telérkvarc, és durva kristályos pirit képződött. Utóbbival együtt, legtöbbször sávos szerkezet-



26. ábra. A Jóreménység-telér érces kitöltése, Ferdinánd-altáró (10×)

tel markazit jelenik meg (l. a XII. táblát). A druzákban hegyikristály és lilaszínű ametiszt is gyakori. A telér csapása uralkodóan É—D-i, az altáróval történt harántolásnál 360°. A „mellékkőzet” erősen kovásodott, gyakran dús piritintéses sziliko-szulfokálicittrachit (l. 8. melléklet).

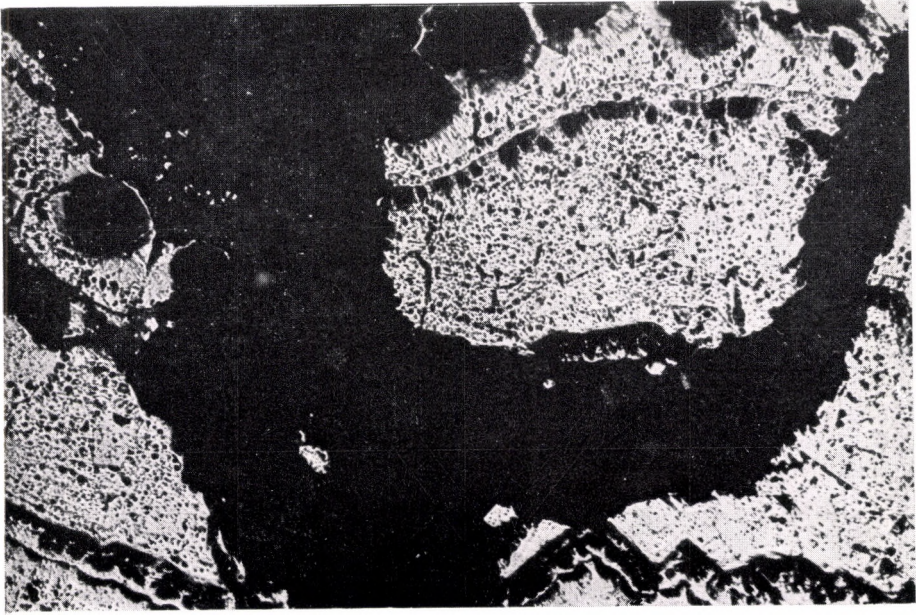
A rendelkezésre álló adatok szerint az Au- és Ag-tartalom nem mindig változik párhuzamosan a vas, azaz a pirittartalommal. Kiugró Au- és Ag-értékek gyakran jelentkeznek nagy vastartalommal együtt, de találunk példát az ellenkezőre is. Mindez arra mutat, hogy az Au és Ag nemcsak a piritben, hanem — ahogy erre már utaltunk — kolloid eloszlásban a kovás és agyagos telérkitöltésben is megjelenhet. A Jóreménység-telér É-i csapásváratában É felé, azaz a Gyepű-hegy központja felé haladva a nemesfém-tartalom emelkedik. A D-i csapásváratban a nem kiemelkedő Au- és Ag-tartalom nagyjából párhuzamos a Fe-, illetve pirit-tartalommal. Sajnos az Au-tartalom mélységi változásáról semmi adatunk sincs, a mélység függvényében a teléren vizsgálat nem történt.

A telér ásványos alkotórészeinek jórészt kis hőmérsékleten történő képződését, a kis hőmérsékletű kalkofil elemek koncentrálódását a nyomelem-összetétel is igazolja (l. 28. táblázat).

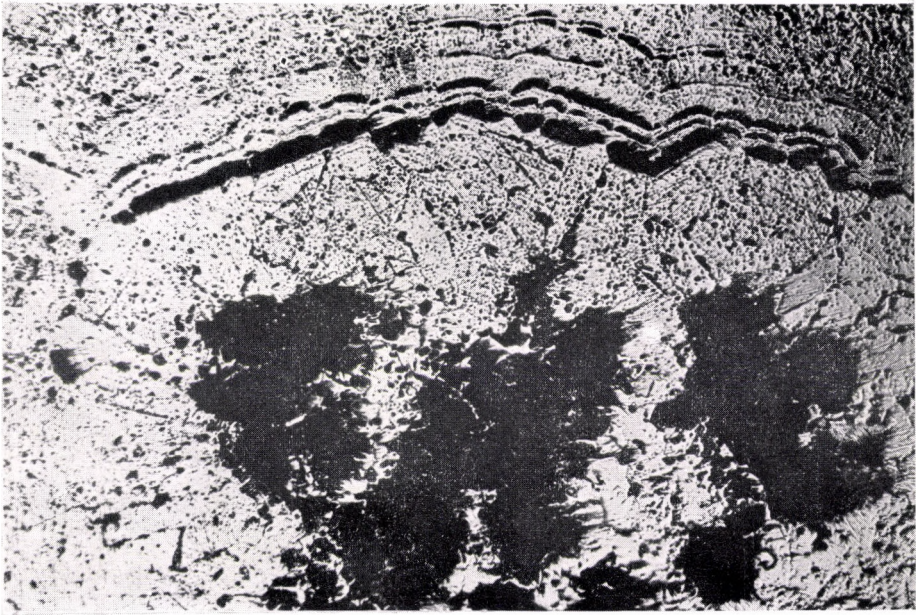
XII. tábla

Ferdinánd-altáró, 1195 m-es telér.

1. Gélpirit, meddőtől összetörve. Éremmikroszkópi felvétel. Nagyítás: 60×, II Nik.
Ferdinánd-altáró, 1195 m-es telér, D-i csapásvárat, 6 m.
2. Szalagos szerkezetű markazit. Éremmikroszkópi felvétel. Nagyítás: 60×, II Nik.



1



2

Igen érdekes az 1174 m-es és az 1195 m-es Jóreménység-telér és a nagybányai (Baia Mare) zászári bányaterület Poprád-hegy alá húzódó Zsófia 9-es és 10-es telérei közötti szerkezeti és ásványos összetételi hasonlóság.

A maximális Au-tartalom Nagybányán meghatározott szintben (237—187 m tszf) jelentkezik. 180 m-es tszf magasságban az Au-tartalom csökkenni kezd és mellette galenit, szfalerit jelenik meg. Sajnos Telkibányán az említett teléreknél az Au- és Ag-tartalom mélységi változására nincs semmiféle adatunk.

A bányászati kutatások során felmerült az egész kovás zóna átlagos nemesfém-tartalmának kérdése is. Nem tartalmaz-e az egész zóna gyakorlatilag szám-bajóhető nemesfémeket. Ennek érdekében a zóna különböző részeiben a Ferdinánd-altáró falából szedett 3 m-es részmintákat is megvizsgáltuk nemesfém-tartalomra. Eredményként adódott, hogy a nemesfém-tartalom a zóna É—D-i csapású „teléreiben”, illetve teléres kifejlődésű hasadékaiban erősen koncentrá-lódik, a zóna átlagának feldúsulása nem figyelemreméltó.

A kovás zóna teléreinek vizsgálatánál — ahogy a Ferdinánd-altáró petrometallogenetikai jellemzésénél már kitént — különös gondot fordítottam a teléreket bezáró kőzet közettani és kémiai vizsgálatára is.

Ez alapon szembeötlő volt a bezáró kőzet és a telérek közötti szoros genetikai kapcsolat. A Ferdinánd-altáró 1100—1280 m közötti szakaszán ui. az ércesedéssel szingenetikus intenzív kálimetaszomatózison kívül erőteljes kovásodás és piritésedés jellemző, ami a nagy K_2O -tartalmú sziliko-szulfokálitrachit kialakulásához vezetett. A sziliko-szulfokálitrachitban kvarcerek és gyakran több cm vastag pirités-markazitos zsinórok is jelentkeznek, amelyek a nyitott hasadékokban telérszerűen egyesülnek. A szürkésfekete kovás erek gyakran éles határral válnak el a zöldesfehér kálitrachittól, más esetben a kovásodás fokozatosan megy át a kőzetből a telérbe. A bezáró sziliko-szulfokálitrachit és a telérek szoros petrometallogenetikai kapcsolatát — ahogyan az alábbiakból is kiténik — számos ásványos alkotó egyezése is alátámasztja:

*Sziliko-szulfokálitrachit és szalagos érc-telér
petrometallogenetikai kapcsolata*

Sziliko-szulfokálitrachit ásványok	Szalagos érc-telér ásványok
Szericitesedett káliföldpát	(Adulár)
Opacitosodott amfibol	—
Klorit	—
Kalcedon	Kalcedon
Mozaik kvarc	Telérkvarc
Pirit	Pirit

Petrometallogenetikai fejlődés:

sziliko-szulfokálitrachit → szalagos kovás pirités telér nemesfém-tartalommal.
Mobilis komponensek: H_2O , S, K_2O , kovás oldat.

Kovás pirites, kovás-okkeres, agyagásványos, breccsás szerkezetű telérek, zónák

András-telér (2097 m-es)

A mellékközettől éles vállappal különül el a Gyepű-hegyi ércesedés legfontosabb, legrégebben bányászott telére, az András-telér, melyet a különböző időkből végzett bányászati munkálatok különböző szinteken tártak fel. Legmélyebb feltárás az új bányászati kutatások során a Ferdinánd-altáróból kihajtott csapásvágat.

Az András-telért a Ferdinánd-altáró 2097,2 m-ben ütötte meg. Az altáró és a telér kereszteződésénél mindössze 30 cm vastag, agyagos kitöltésű, piritben szegény. „Mellékközete” szürkészöld kálitrachit (lásd az 1. szelvénymellékletet). Tszf magassága 246 m.

A D-i csapásvágatban az agyagos telérkitöltésből a szulfidos zsinórok teljesen kimaradtak és az agyagos telér maga is ujjszerűen szétágazott. Vastagsága 30–100 cm között változik, csapása közel É–D-i, dőlése K-i, 70–80°-os. A csapásvágat 20 m-ében a K-i falon dús karbonátos bevonat jelentkezik (XIII. tábla). Csapásmenti megkutatása a kitöltés minőségi romlása miatt 21,8 m-nél abbamaradt.

Az É-i csapásvágatban 5 m-ig a telér 80–90 cm vastag, kitöltése agyagos, változó mennyiségű pirittel, 30 m után a teléres jelleg mindig kifejezettebbé válik, 30–40 m között fokozatosan 100–150 cm-re szélesedik ki. Szerkezete breccsás, a kísérő kálitrachit kőzetből is jelentős mennyiséget zár magába. A fedő és fekü felé jól elkülönül. Kitöltése agyagos, kvarcos, dús pirites. 40–45 m között a tárótalpon 45–50 cm széles tömör, dús érces kitöltés jelentkezik. A 150 cm széles telér itt uralkodóan piritből áll (l. XIII. tábla 3., 4. felvétel). A dús érces rész kalkopiritet is tartalmaz. 46,8 m-től kezdve az érces kvarcos telérkitöltés jórészt agyagossá válik. Az agyagos kitöltésnek csak $\frac{1}{3}$ része pirit, 5–10 cm-es érczsinórok és hintett pirit alakjában. 70 m után a pirites rész fokozatosan ismét kivastagszik és a szulfidos, dús érckitöltés helyenként az 50–60 cm-t is eléri. Szabadszemmel csak piritet lehet felismerni. 90 m-től a szulfidos kvarcos kitöltés ismét kevesebb és az uralkodóan agyagos kitöltésű telér a 112 m-es vājvégén 20–30 cm vastag pirittel impregnált agyagos kitöltésre csökken (l. a 9. mellékletet).

Az É-i csapásvágatban a telér vastagsága tehát 40–150 cm között változik. Az uralkodó É–D-i csapás a telkibányai telérekre jellemző módon ÉÉNy és ÉÉK-i irányú kisebb szakaszokból tevődik össze (9. térképmelléklet).

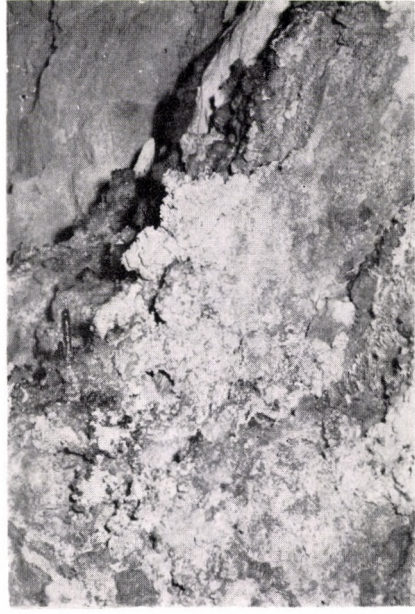
Az András-telér dőlése az altáró mindkét csapásvágatában változatlanul K-i, meredek 68–78°-os.

XIII. tábla

1. Ferdinánd-altáró, András-telér, D-i csapásvágat, 20 m K-i fal. Másodlagosan képződő dús karbonátos bevonat.
2. Ferdinánd-altáró, András-telér az altáró és D-i csapásvágat kereszteződésénél. Másodlagos melanterit-képződés az oxidációs övben.
3. Ferdinánd-altáró, András-telér É-i csapásvágat, az akna felett, főte. Dús, szulfidos, kalkopirit-pirites telérkitöltés.
4. Ferdinánd-altáró, András-telér É-i csapásvágat, a feltörésnél főte. Szulfidos, kvarcos telérkitöltés.



1



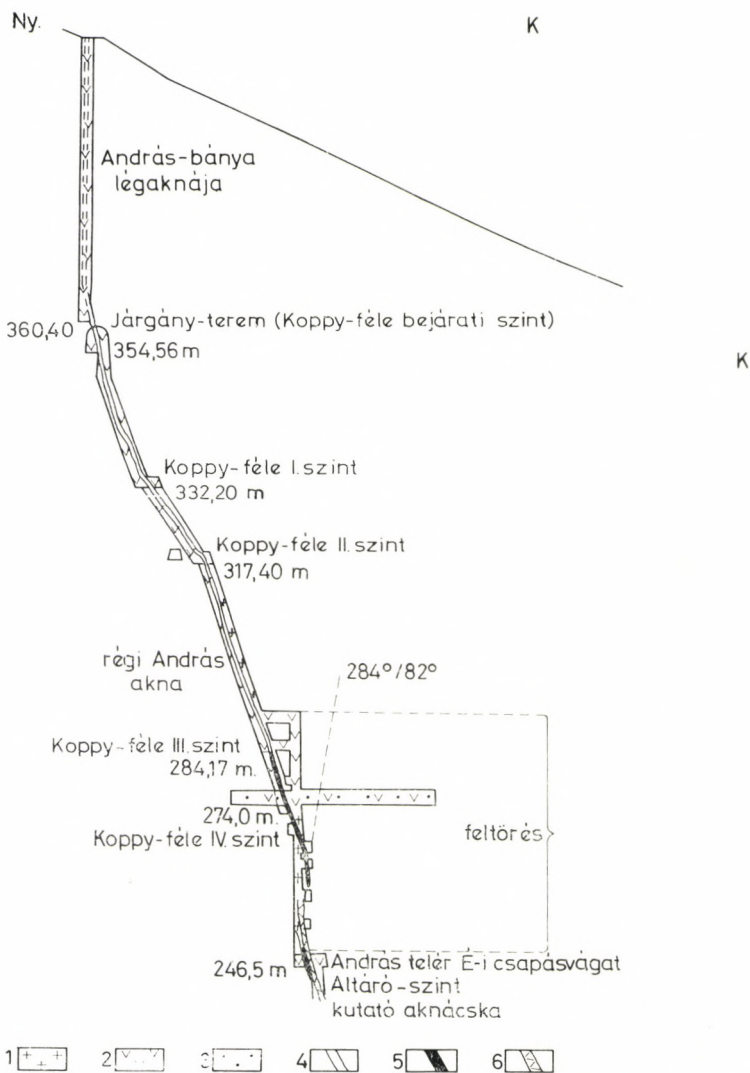
2



3



4



27. ábra. Az András-telér földtani szelvénye. (Szerkesztette: SCHERF EMIL)

Jelmagyarázat: 1 – hidrokálitrachit, 2 – szilikó-szulfokálitrachit, 3 – porlódó kálitrachit, 4 – lefejtett telérszakasz, 5 – agyagos-pirités vagy kovás telérkitöltés mellékkőzet beagyazásokkal, 6 – dús pirités, kovás telérkitöltés

Dőlésmenti megvizsgálása a Ferdinánd-altáró szintjéről az András-bánya alsó szintjére irányuló feltörés segítségével történt. A telkibányai telérek közül legtöbb dőlésmenti adatunk az András-telerről van. Ennek oka, hogy az András-telért már a Baglyas-völgyi András-bányában is több szinten vizsgálták és termelték (27. ábra). A Baglyas-völgyi András-bánya légaknája 412,15 m tszfm-ban jut a felszínre, talpmélysége 360,40 m tszf. A telér dőlése a felszínre éréskor meredek Ny-i, majd a légaknában függőleges és 370 m tszf magasságtól dőlése K-re fordul, amit azután a kutatásaink által feltárt szinteken is változatlanul megtart. Az András-bányában az András-telért a bejárati szinten

kívül (354,56 m) négy szinten termelték. A telér anyagát — mint a 27. ábrán látható — ezek között a szintek között teljesen lefejtették. Érintetlen teléranyagot csak a Koppy f. IV. szinten találtak. Az András-telér felsőbb szintű kitöltésének ásványos és kémiai összetételét így elsősorban irodalmi adatok és néhány kéziminta alapján jellemezhetjük.

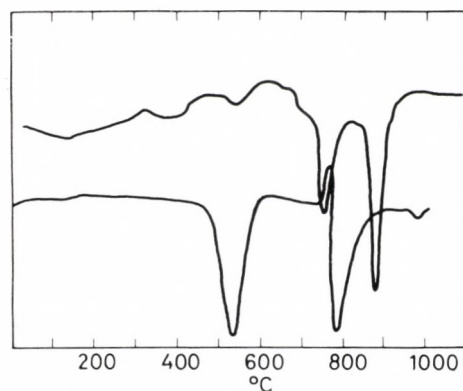
Az említett feltörés, illetve az *András-telér Ferdinánd-altárói csapásvágatából lemélyített kis akna* segítségével a régi bányaművelekhez viszonyítva mintegy 40 m-es újabb dőlésmenti kiterjedésben vált ismertté az András-telér.

A *feltörés helye*: Ferdinánd-altáró, É-i csapásvágat 42,1 m (246,75 m tszf) az András-telér legdúsabb szulfidos szakasza. A feltörésből különböző magasságokban a telér kifejlődésének és minőségének megismerésére mind Ny-i, mind K-i irányban harántokat hajtottak. A különböző magasságokból hajtott harántokban a „mellékközet” agyagosan elbontott (hidro-), illetve klorokálitrachit. Helyenként erősen porlik.

A telér kifejlődésére a feltörésből (27. ábra) és az ebből hajtott harántokból a következő adatokat nyertük. A telérkitöltés agyagos, breccsás, dúsabb szulfidos teléranyag csak 9–10 m között jelentkezett. A telér ezután utólagos elvetődés miatt ($284^{\circ}/82^{\circ}$) csak a 22 m-ben jelent meg újra a feltörés K-i falán és 25 m-nél érte el a feltörés közepét. Itt kitöltése agyagos, pirites mellékközet beagyazásokkal. A 38 m-es szintből sikerült egy 2 m-es Ny-i haránttal rályukasztani a régi Koppy f. III. szintre. Az András-telérnek a Baglyas-völgyi András-táró és a 45 m-es feltörés közötti kifejlődésére vonatkozóan csak irodalmi adatokra, WENDEBORN (1905), PÁLFY (1927) és LIFFA (1955) közléseire támaszkodhatunk.

A Baglyas-völgyi bejárati szinten (354,6 m tszf) a telér mellékközete legtöbbször kaolinos, amfibolos piroxénhidroandezit, majd kálitrachit. A telér anyaga teljesen oxidált, vörös agyagos, likacsos, kvarcosodott kőzetdarabokat tartalmaz.

A telér dőlése a bányászati szinttől lefelé a különböző szinteken át mindig K-i, $65-70^{\circ}$ -os. Vastagsága 80–100 cm között változik. Az I. szinten a fekü felé antimonitos kvarcos (5 cm), majd kaolinos gipszes (20 cm), breccsás gipszes (30–35 cm), breccsás mellékközet darabokat tartalmaz. A II. szinten



28. ábra. Agyagos telérkitöltés DTA felvétele:

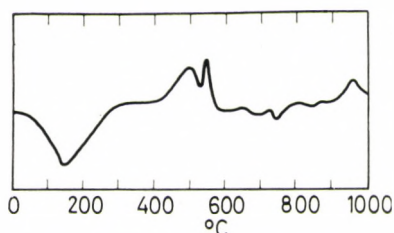
1 — András-telér aknácska, 3,8 m, Ferdinánd-altáró, 2 — táró szint, András-bánya

teljesen lefejtett, a III. szinten limonitos, barnássárga kvarcot és gipszet, végül a IV. szinten antimonit csíkokat, fekete argentites porszerű bevonatot tartalmaz. WENDEBORN leírása szerint, otllételekor a druzás telérkvarcban szétütés után jelentős mennyiségben termés Au-t is talált.

Az András-telér kitöltését a Baglyas-völgyi András-bánya bejárati és Kopp f. szintjein (LIFFA A. 1955. szerint) a következő ércásványok: pirit, természetes Au, argentit, antimonit, kvarc, sziderit, kalcit, gipsz jellemzik. A gipsz jelenlétét saját gyűjtésű anyag DTA vizsgálatával mutattuk ki.

Nagy gondot fordítottunk az András-telér Ferdinánd-altáró szinti kifejlődése ásványos összetételének megállapítására. Mikroszkópos, röntgendiffraktométeres, DTA módszerrel is vizsgáltuk anyagát.

A három módszer együttes eredményeként az András-telér ásványos összetétele: változó mennyiségű pirit, kvarc, montmorillonit (29. ábra), oligonit,



29. ábra. Agyagos telérkitöltés DTA felvétele. András-telér, É-i csapásvágat, Ferdinánd-altáró

amorf vashidroxid (a barna szín innen származik), kismennyiségű adular, metahalloyzit, illit. Az É-i csapásvágatban 42–44 m között dús érces lencsében figyelmet érdemlő mennyiségben kalkopirit is jelentkezett. Az ércmikroszkópos vizsgálatokból kitűnik, hogy az érces szakaszt többszörösen ismétlődő pirités fázis jellemzi, amely idiomorf és vaskos piritet hozott létre. Az idiomorf pirit kiválását kalkopirit és tömeges pirit kiválása követte (l. XIV. táblát).

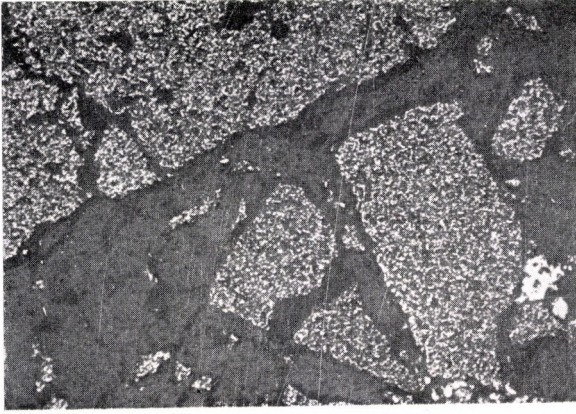
A másodlagos ásványok között rendkívül jellegzetes a zöld cseppköves kifejlődésű melanterit, melynek kristályai sokszor méteres hosszúságot is elérnek, az alumogén, amely fehér selyemfényű, sárgás árnyalatú bevonatot képez, a laza fehér pamaceszzerű halotrichit, cseppköves karbonát és limonit (V. tábla, 3. felvétel, XIII. tábla 1., 2. felvétel). Útöbbsi egészen fiatal keletkezésűek, néhány év alatt a bányászati munkálatok után sűrű szövetekű „erdőt” vagy bevonatot képezve jelentkeznek a vágatokban (l. V., XIII. táblát).

Az András-telér mélyebb szinti kifejlődésének megvizsgálására a szulfidos, kvarcos részből akna mélyítés indult meg.

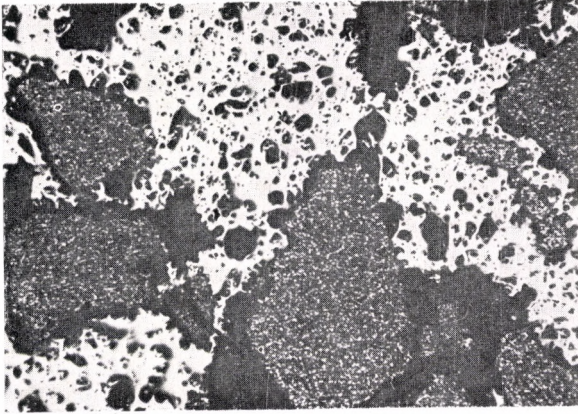
XIV. tábla

Ferdinánd-altáró, András-telér É-i csapásvágat 43,75 m.

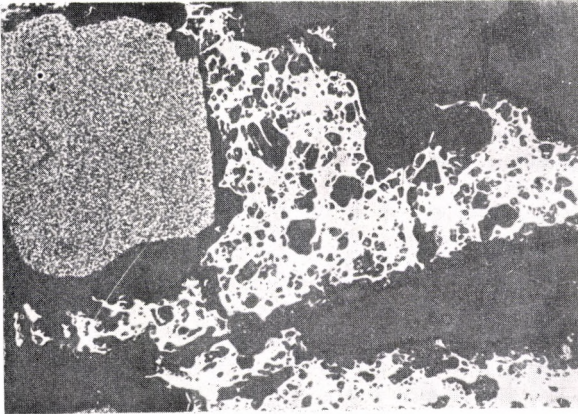
1. Idiomorf piritkristályok tömeges piritben. Ércmikroszkópi felvétel. Nagyítás: 40 ×, II Nik.
 2. Idiomorf piritet magába záró kalkopirit. Ércmikroszkópi felvétel. Nagyítás: 40 ×, II Nik.
- Ferdinánd-altáró, András-akna 3,5 m.
3. Idiomorf piritet magába záró kalkopirit. Ércmikroszkópi felvétel. Nagyítás: 40 ×, II Nik.



1



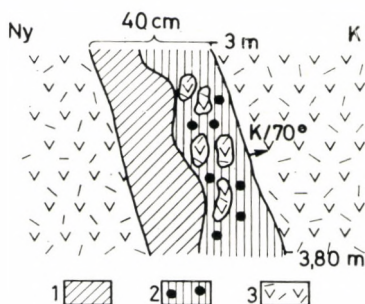
2



3

A telér, illetve a telér érces része az akna É-i falán 40–50 cm széles volt. Dőlése változatlanul K-i, 70–75°-os. Kitöltése a fekü felőli oldalon tömör, érces, pirites, kalkopirites, a fedő felé agyagos, kovás, nagy érces muglyákkal. A fedő felőli agyagos részből a DTA felvétel kvarcot, illitet, kevés montmorillonitot, dolomitot mutatott ki (28. ábra). Különösen tömör érckitöltés jelentkezett 0–1,5 m között fejnagyságú darabok és 3,0–3,8 m között érelence formájában. (A telér kifejlődés e szakaszát a 30. ábra tünteti fel.) 2,8 m alatt a tömör lencse dúsan érchintéses, üreges telérkvarcba ment át. Az üregekben gipsz kristályok, agyagos bevonat észlelhető. Közvetlen a fedő mellett válllappal élesen elváló 1 cm-es pirites, kalkopirites lemezes bevonat jelentkezik. A „mellékkőzet” szürke színű szilikokálitrachit.

Az akna D-i falán a 40 cm széles telérkitöltés agyagos, pirithintéses, okkeres, helyenként kovás kálitrachit darabokat is tartalmaz. A fekü felé különö-



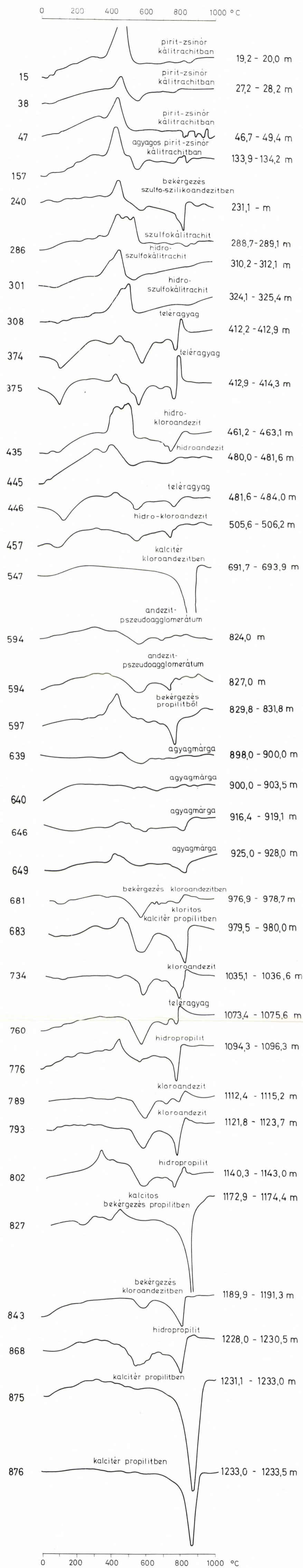
30. ábra. András-telér, aknácska, É-i fal, Ferdinánd-altáró

Jelmagyarázat: 1 – kovás, dúsan érces telérkitöltés, 2 – agyagos, pirites telérkitöltés, 3 – szilikokálitrachit

sen éles válllappal válik el. A „mellékkőzet” itt is szürke színű szilikokálitrachit. A dőlés is K-i, 70°-os.

Az András-telér nemesfém-tartalmáról a felső szintekre vonatkozólag kevés adat áll rendelkezésre. PÁLFY közlése szerint a bejárati szint vörös agyagos, likacsos kvarcot tartalmazó teléryanagában 4 g/t Au-t és 24 g/t Ag-t határoztak meg. A hányóról származó sejtes telérkvarc (WENDEBORN gyűjtése) 9,00 g/t Au-t és 341,0 g/t Ag-t tartalmazott. A telér összetételének legjellegzetesebb vonása, hogy az Au mellett jelentős mennyiségű Ag-t is tartalmaz. Az Au és az Ag arány az András-bányában a felső szinttől (354,6 m tszf) a III. szintig a mélység függvényében fokozatosan az Ag javára tolódik el (l. a 27. ábrát). Sötét kiugró Ag-értékek is jelentkeznek (pl. a II. szint agyagos kitöltésében 1851,9 g/t).

Az altáró szintjén a nemesfém-tartalom már lecsökken és az ipari követelményeket még a pirittartalommal együtt sem éri el. A csapás menti elemzési értékek — ahogy az elemzési táblázatból (29. táblázat) kitűnik — igen változók. Az Au 0,0–4,36 g/t értékek között ingadozik úgy, hogy hosszú, szinte Au-mentesnek mondható szakasz után hirtelen kiugró Au-tartalmak jelentkeznek. Az András-telér legnagyobb Au értéke a csapásvárat elején és a kalkopirit megjelenése körül mutatkozik. Az Ag általában párhuzamosan változik az Au-tartalommal. Az Au : Ag arány az ezüst javára alakul és 1 : 60–1 : 80 értékek között változik. Ez összhangban áll azzal a bányászati adattal, hogy az altáró szint feletti régi András-bánya nem arany-, hanem ezüstbánya volt.



7. melléklet. Telkibánya 2. földtani alapfúrás anyagából készült DTA felvételek görbéi

Az elemzési adatokat a földtani megfigyelésekkel összevetve kitűnik, hogy jelentősebb nemesfém dúsulás a telkibányai érces területen legtöbbször ott jelentkezik a telérekben, ahol mélyebb szinteken a piriten kívül — legalábbis nyomokban — más színes szulfidok is megjelennek. Több más megfigyelésünk is utal arra (Lobkowitz-telér), hogy a magasabb szintek kiemelkedő nemesfém tartalma a színes szulfidokat is tartalmazó mélyebb szintek felett van.

Az András-teléren a csapásvágatból hajtott feltörés felső része és az András-bánya között lefejtett telérszakasz van. A lefejtett telérszakaszban a régi bányászok gyakorlati bányászatra alkalmas teléryanagot, jó minőségű telérkitöltést találtak. Még jobban alátámasztja a fenti megállapítást, hogy a feltöréssel szemben lemélyített 5 m-es akna résmintáinak elemzési adatai gyakorlati szempontból is műrevalónak bizonyultak (l. a 9. térképmellékletet és a 27. ábrát).

29. TÁBLÁZAT

András-telér nemesfémtartalma a Ferdinánd-altáróban

A résminták helye és minősége	Átlagvastagság cm	Súlyozott átlagminta					
		Au g/t	Ag g/t	Fe %	Pb %	Zn %	Cu %
D-i csapásvágat (7 minta átlaga) kvarcos, breccsás kálitrachit, helyenként agyagos telérkitöltés	57	0,30	19,16	7,0	0,17	0,08	0
É-i csapásvágat (44 minta átlaga) agyagos, breccsás telérkitöltés, ritkábban kvarcos-agyagos	102	0,57	36,77	12,3	0,25	0,17	0,006
5,3 m-es akna (6 minta átlaga) dúsan piritos, okkeres, agyagos kitöltés	47	3,86	190,28	7,38	0,10	0,18	0,22
Az 5,3 m-es akna talpán hajtott vágat (8 minta átlaga)	84	0,90	39,71	6,13	0,08	0,07	0,08

Az altáró szintjéről mélyített, 5 m-es aknácskában, illetve annak piritos okkeres breccsás kitöltésében ugyanis — ahogy a 29. táblázatból kitűnik — az Au súlyozott átlaga a 4 g/t-t, az Ag súlyozott átlaga a 200 g/t-t is megközelelti. Emellett 10% pirit és tizedszázalékokban Pb, Zn, Cu is jelentkezik. A különböző adatokból kitűnik, hogy az aknában lefelé haladva a telérkitöltés minősége nem romlott. Az aknácska talpán hajtott vágatban, a főtéből, illetve talpból vett résminták értékében lényeges különbség nem adódott. Sőt a vágat talpából vett egyik minta adta a legkiemelkedőbb nemesfémtartalmat.

Érdekes összefüggések és következtetések vonhatók le az András-telér különböző szintjein gyűjtött minták fő- és nyomelem vizsgálatából is. Az Ag az András-bánya I. szintjének teléryanagában mindig kiemelkedő mennyiséget ér el, de ugyanúgy az altáró szintjén az É-i csapásvágat éredús lencséjében is. A Cu mennyisége az altárószint éredús kalkopiritos lencséjében ugrik fel, és mennyisége az aknácskában, tehát lefelé haladva is jóval nagyobb, mint az András-bánya felső szintjén volt. Ugyanez áll az ólomra és cinkre is. Míg

az András-bánya I. szintjén gyakran csak alig kimutatható nyomok, addig lefelé haladva mindig pozitíven, erős intenzitással jelentkeznek (l. a 27. ábrát).

A nyomelemek közül a Cd, amely az I. szinten és az altáróban még ki sem mutatható, az aknácskában a mélység növekedésével párhuzamosan gyenge nyomként szintén megjelenik. A Co és Ni kimutatható nyomelemként csak az aknácskában jelentkeznek. Lényegében hasonló lefelé az Sn tendenciája is.

Külön kell megemlékeznünk az As-ról, Sb-ről. Az As, Sb mind az altárói szinten, mind az aknácskában növekvő intenzitással jelentkeznek. Különösen figyelemreméltó mennyiségük — ahogy az alábbi 30. táblázatból kitűnik — az altáró szint eredős lencséje mellől vett agyagos mintában. Az As és Sb mennyiségének a mélység felé való növekedése komplex szulfidok jelenlétére utal. A Bi az András-telér anyagában egyik szinten sem volt kimutatható.

30. TÁBLÁZAT

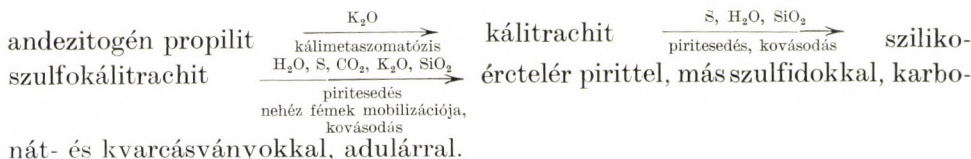
*Az András-telér agyagos kitöltésének nyomelemtartalma
Ferdinánd-altáró É-i csapásvágat, 43,75 m, a kalkopirités lencse mellől*

Ag	Zn	Cu	Sn	Pb	As	Sb	V	Cr	Mn
166	1600	4	4	250	1000	1000	6	2,5	600 ppm

Kimutathatóság alatt maradt: Co, Ni, Cd, Bi, Mo, In, Tl.

Az András-telér a Ferdinánd-altáró szintjén sziliko-szulfokálitrachitban alakult ki. Az altáró földtani szelvénye szerint (l. az 1. szelvény mellékletet) ez a kőzet Ny-ra karbo-kloroandezittel, K-re propilittel érintkezik. A Telkibánya 2. mélyfúrás tanúsága szerint a sziliko-szulfokálitrachit az ércesedés talpáiban is andezitogén propilitbe megy át.

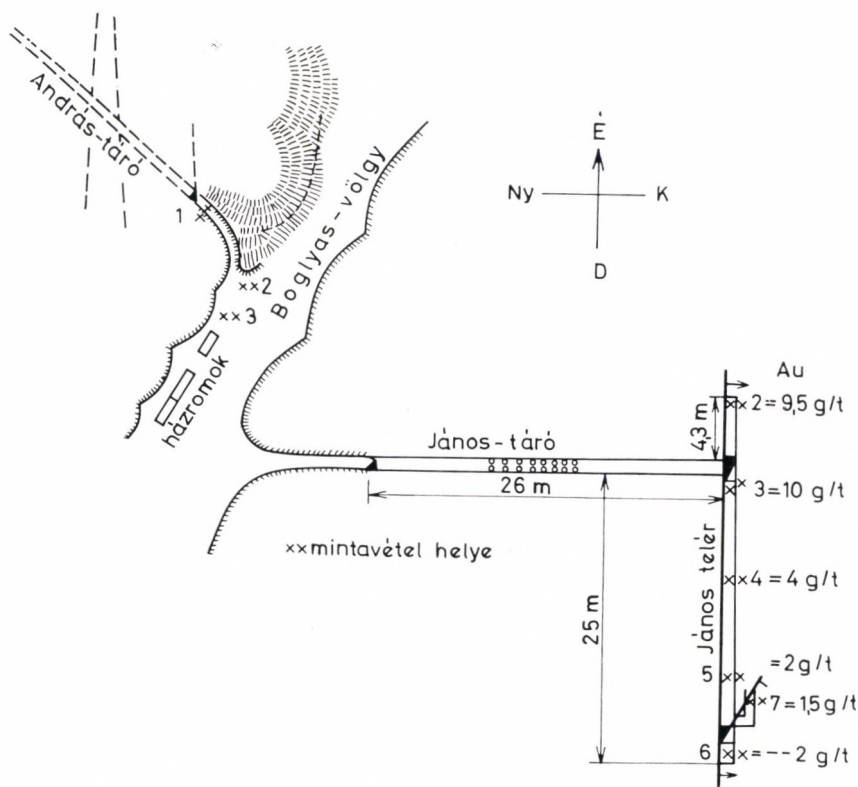
Mindezek alapján az András-telér petrometallogenetikai fejlődését a következőkben foglaljuk össze:



János-telér (2251 m-es)

Az András-telérrel azonos típust képvisel a Ferdinánd-altáróban 2251 m-ben megütött János-telér. Kifejlődéséről három helyről is van adatunk: A Baglyas-völgyi János-tárókból, a Baglyas-völgyi Kaolin-tárókból és a Ferdinánd-altáró szintjéről. A János-tárókba bemenni már nem lehetett. Így ezzel kapcsolatban csak irodalmi adatokra támaszkodhatunk. A két utóbbit saját bányaföldtani felvételünk alapján ismerjük.

A János-telérre vonatkozó első pontos közlések WENDEBORN-tól származnak. Ezek az adatok a 333 m magasságban fekvő felső János-táróra vonatkoznak, ahol a Ny—K-i, irányban behatoló táró 26 m-ben ütötte meg az agyagos, kvarcos telért (31. ábra). A telér csapása WENDEBORN közlése szerint közel É—D-i, 10°, dőlése K-i, 70°. A táró a telért mintegy 30 m hosszúságban tárta fel. Vastagsága a rövid csapásban is rendkívül ingadozó (2—50 cm). Helyenként 2—3



31. ábra. János-táró vázlatos rajza, WENDEBORN szerint

cm-re összeszűkül, máskor lencseszerűen kivastagszik. A telér figyelemreméltó, de erősen ingadozó nemesfém tartalmát a 31. ábra (WENDEBORN) szintén feltünteti.

A Baglyas-völgyi Kaolin-táróban (374 tszfm) (16. ábra) a beható táró harántolta a János-telért. Csapása itt is közel É—D-i, 15° , dőlése K-i, 70° -os. A táró és telér kereszteződésénél vastagsága több mint 1 m, és jelentős (több mint 50%) pirít tartalmú. A jelentős pirittartalom azonban alig 10 m-es csapáshosszra terjed ki, utána (l. a 16. ábrát) a pirittartalom hirtelen lecsökken és a telérkitöltés kaolinites-illites agyagba megy át. A mellékkőzet a teljes csapáshosszban kaolinites, illites, piroxénhidroandezit. A telérkitöltés nemesfém-tartalma jelentéktelen (l. 50. táblázat). Ennek valószínű magyarázata, hogy a jelentős mennyiségű illites, kaolinites agyagásványt létrehozó savanyú pH-jú aszcendens és deszcendens oldatok a nemesfémfelhalmozódás szempontjából nem voltak kedvezőek.

A Ferdinánd-altáró 2251 m-ben 247 m tszf-i magasságban harántolta a János-telért. Csapásmenti megkutatása e szinten csak 30 m. Az altáró és telér kereszteződésénél csapása közel É—D-i, 357° , dőlése Ny-i, 74° . Vastagsága 15–70 cm között változik. „Mellékkőzet” a telér Ny-i, oldalán porló amfibolos piroxénandezit, K-i oldalán kálitrachit. A telér a kétféle kőzet határán alakult ki.

A D-i csapásvágatban a telérkitöltés uralkodóan pirithintéses szürke agyag. A telérszél helyenként kvarcos, pirites.

Az É-i csapásvágatban a telérkitöltés agyagos, pirithintéses. Vastagsága 20—70 cm, csapásiránya 350—10° között változik. Dőlése végig Ny-i, 75—85°. Az ásványok közül szabadszemmel csak pirit ismerhető fel. A DTA és röntgen-diffraktométeres felvétel az É-i csapásvágat 3 m-ben jelentős mennyiségű kalcitot, montmorillonitot (20—30%), kevés piritet, adulárt, metahalloysitet, kaolinitet mutatott ki.

A János- és András-telér, noha szerkezetben hasonlít egymáshoz, kitöltésben legalább is a Ferdinánd-altáró szintjén, lényegesen eltérő. A János-telér kitöltése — mint láttuk — agyagos, változó mennyiségű pirittel, rendkívül kicsi nemesfém-tartalommal. Magasabb értéket csak az említett montmorillonitos minta tartalmazott. Ezenkívül az András-telérrel szemben az altáró szintjén a színes szulfidok teljes hiánya is jellemzi.

Az elmondottak alapján a János-telér petrometallogenetikai fejlődését az alábbiakban tüntetjük fel:

kálitracit $\xrightarrow[\text{nemesfém mobilizáció}]{\text{H}_2\text{O, S}}$ agyagos, pirites érc-telér kaolinites, illites, rit-

kán montmorillonitos agyagásványok, pirittel, kis nemesfém-tartalommal.

Helén-telér (1906 m-es)

A Helén-telérre nagyon kevés régi adatunk van. Közvetlen feltárással csak a Ferdinánd-altáró szintjéről ismerjük. Kihajtása D-i irányban 30,5 m hosszúságot ért el. Már a kihajtás során is állandó problémát jelentett az ún. Helén-telér csapás irányú követése. Lényegében csak egy, az altáróban harántolt, széles, pirites zónáról van szó, amely közben dús piritlencséket is tartalmaz. A piritlencsék anyaga teljesen homogén, kisebb-nagyobb kilúgzás nyomaival. A pirites zóna jellegét az altáró és a csapásvágat keresztezésénél készült felvétel (l. XV. tábla) jól tükrözi.

A D-i csapásvágat egy ilyen dús lencsén indult el, de azután fokozatosan agyagos, okkeres, pirites zónába jutott, amelyet okkeres zsinórok és pirithintés jellemez. Ebben a telérkitöltésben jelentős pirites ércesedés kvarcerekkel és kvarecmuglyákkal, csak 29 m-ben, a Ny-i falon jelentkezett. Az érces zóna csapása közel É—D-i, a dőlése Ny-i. Szöveti elrendeződését a 32. ábra mutatja. A piriten és kvarcon kívül jellemző agyagásványa a kaolinit.

A Helén-telérből vett minták kémiai elemzési adatai is azt igazolják, hogy gyakorlati szempontból figyelmet nem érdemel. Az elemzési adatok alapján a telér pirit-tartalma nem kielégítő, és a nemesfém-tartalom is kicsi. Az elemzési adatok nem egy piritdús lencsére vagy kaolinos hasadékkitöltésre, hanem az altáróban vett minták tükrében a teljes vágatot magába foglaló, 4 m-es pirites zónára vonatkoznak.

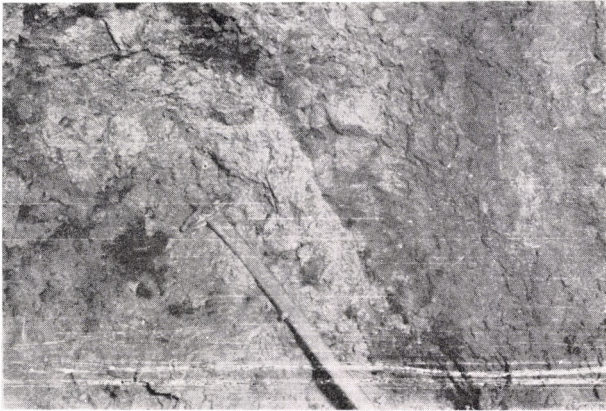
A zónától Ny-ra és K-re, az altáró É-i fala mentén 10 db 3 m-es résminta begyűjtése is megtörtént. A résmintákból kapott elemzések nagyságrendje

XV. tábla

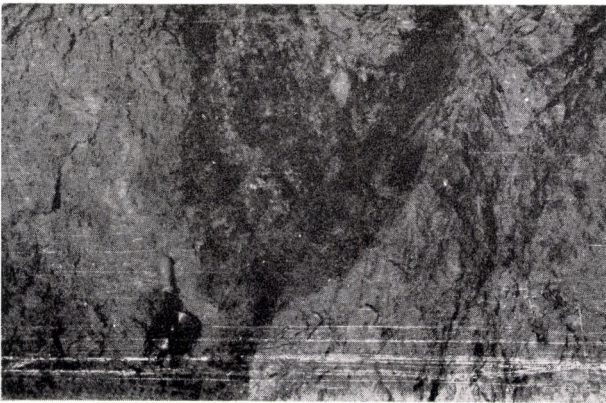
1. Ferdinánd-altáró, Helén-telér pirites, kvarcos kifejlődése (főte) az É-i csapásvágat és az altáró keresztezésénél.
2. Csengőbánya, 80-as szint, Lobkowitz-telér sötétszürke agyagos kitöltése a feltörés végén hajtott szintes vágat D-i vájvégén.
3. Csengőbánya, 80-as szint, Brenner I. telér kifejlődése az É-i csapásvágat vájvégén.



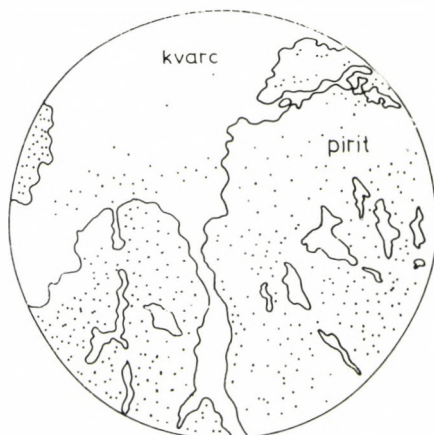
1



2



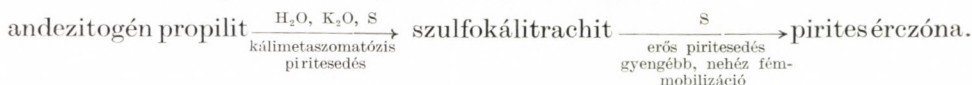
3



32. ábra. A Helén-telér érces kitöltése, Ferdinánd-altáró (16×)

megfelel a csapásvágatban kapott elemzési értékeknek. A nemesfém-tartalom a 2 szélső mintában a legkisebb. A Helén-telér tehát valóban egy nemesfém-ben szegény, piritben dúsabb öv, pirites, breccsás, gyakran okkeres kálitrachitban, amelyben helyenként dús pirit-es lencsék jelennek meg. Az egész zóna fém-tartalma, különösen nemesfém-tartalma azonban jelentéktelen.

A Helén-telér petrometallogenezise egészen egyszerű:



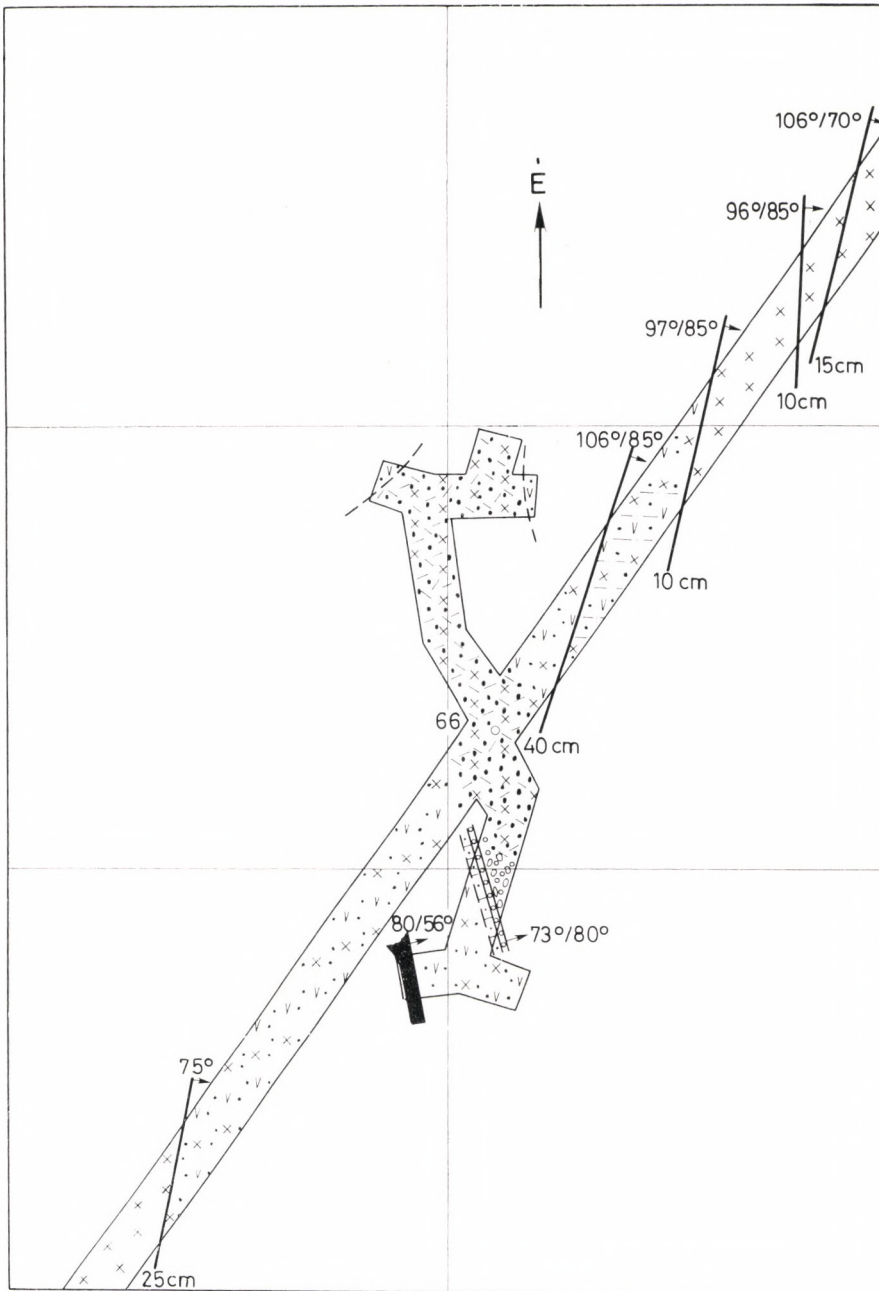
Nemesfém tartalmú, pirites, okkeres zsinórok

1514 m-es telér (zsinór)

A Ferdinánd-altáró 1500 m-től uralkodóan lilászörös, lilásszürke, nagy K_2O -tartalmú kálitrachitban haladt. Ezt a szakaszt a nagy K_2O -tartalom kívül az egymás mellett néhány m-nyi távolságban sorakozó okkeres, pirites zsinórokban való gazdagság jellemzi. A zsinórok csapása általában közel É-D-i ($355-15^\circ$), dőlésük K-i, $65-85^\circ$ (l. a 10. mellékletet).

A zsinórok közül az 1514 m-es (6 cm vastag) pirites zsinór a harántolásnál kapott kedvező elemzési adatai miatt: $\text{Au} = 2,20 \text{ g/t}$, $\text{Ag} = 57,80 \text{ g/t}$, $\text{Fe} = 6,07\%$, közel 20 m-es csapásmenti megkutatást is nyert (tszf 243 m).

Az 1514 m-es zsinór mikroszkópos vizsgálata alapján kétségtelen, hogy a bezáró kálitrachit és az érczsinór között szoros genetikai kapcsolat van. Az 1500–1600 m közötti szakaszt a nagy K_2O -tartalom kívül, az ezzel szorosan összefüggő nagy oxidációs fok, karbonátosodás, kovásodás és piritesezés jellemzi. A zsinór ásványparagenezise kvalitatív értelemben a bezáró kálitrachittal azonos. Kitöltése ugyanis agyagos hidrokálitrachit, amelyet vékony piritzsinórok dúsán áthálózhatnak. Ennél fiatalabb fázist képviselnek a barna karbonátos erek és karbonáttal kitöltött üregek. A karbókálitrachitban spektrográfiailag kimutatott jelentősebb Mn-tartalom rodokrozit jelenlétére utal. A karbonátos üregek körül ritmikus kicsapódású, sávosan színezett kova is észlelhető. Egy karbonátos üregben kis mennyiségben marmatitos szfalerit is jelentkezett. A piritzsinór csapása általában É-D-i, dőlése K-i $55-80^\circ$. Dőlésmenti kifejlődése nem ismert.

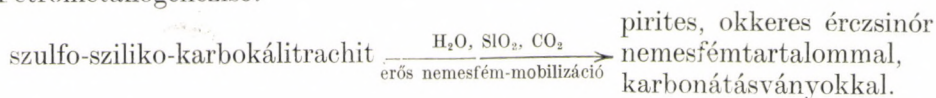


- 1
 2
 3
 4
 5
 6
 7

10. melléklet. Ferdinánd-altáró 1514 m-es telérvágat bányaföldtani térképe. M = 1 : 350
 Jelmagyarázat: 1 – kálitrachit, 2 – szulfo-szilikokálitrachit, 3 – karbokálitrachit, 4 – dús pirithintés, pirit-okkeres
 zsinórok hidro-karbokálitrachitban, 5 – karbonátos, kovás üregek, kvarcfészkek, 6 – karbonát-zsinór, 7 – kovás,
 pirités zsinór

Jól észlelhető ásványai a pirit, a kalcit, a sziderit, a marmatitos szfalerit. A DTA vizsgálat ezenkívül ankeritet, dolomitot, kevés illitet is kimutatott. Az átlagos nemesfém-tartalom jelentős. Összevetve más kárpáti ércek területek hasonló kifejlődésű zsinórjaival, különös figyelmet érdemel. A nemesfém-tartalom súlyozott átlaga a rövid csapáshosszban: Au = 1,97, Ag = 88,84 g/t. Kiugró érték Au = 11,52 g/t, amelyhez Ag = 494,50 g/t is járul, az É-i vágjégen jelentkezett.

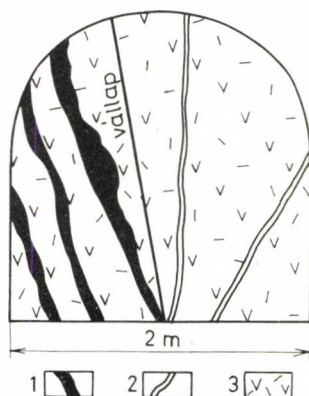
Petrometallogenezise:



1806 m-es „telér” (zsinór)

Az új bányászati kutatás a Ferdinánd-altáró 1806 m-ében is 20 cm vastag pirites zsinórt ütött meg (l. a 11. mellékletet). A pirites zsinór csapásmenti megkutatása mindössze 21,5 m. Dőlésmenti kifejlődése egyáltalában nem ismert. Tszf 244 m. Bezáró kőzet sziliko-szulfokáiltrachit.

¶ Az É-i vágjég 2–10 cm között változó vastagságú több ágú zsinórja (33. ábra) az É-i vágjég előtt 8 m-rel 20 cm-es okkeres zsinórrá egyesül. A D-i vágatban a főte közepén követhető az 5–10 cm között változó vastagságú



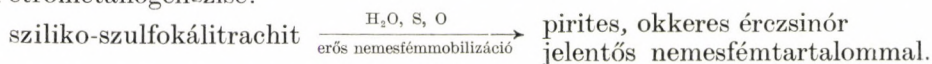
33. ábra. 1806 m-es telér, É-i vágjég, Ferdinánd-altáró

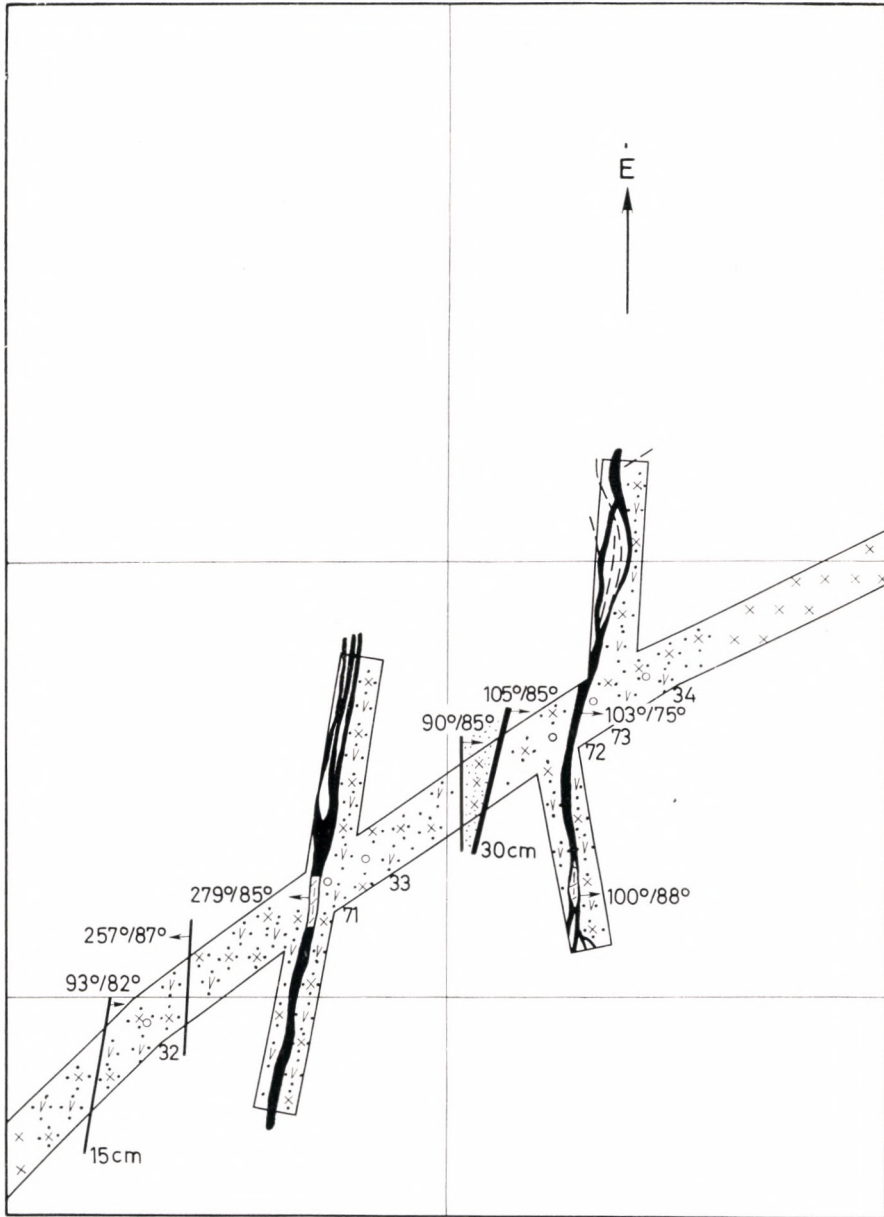
Jelmagyarázat: 1 – okkeres zsinórok, 2 – kvarc-zsinórok, 3 – sziliko-, szulfokáiltrachit

vörösszínű okkeres zsinór. Csapása közel É–D-i. Az altáró harántolásánál 9–189°, dőlése Ny-i, 85°. A pirites, kovás, okkeres zsinór legerőteljesebben nem a csapásvágatban, hanem a harántolásnál az altáró főtéjén fejlődött ki. Ásványos összetételében csak pirit és vasokker volt felismerhető. Kémiai összetételét figyelemreméltó nemesfém-tartalom jellemzi. Átlagos Au-tartalom 2,12 g/t, átlagos Ag-tartalom 153,54 g/t.

Az 1806 m-es zsinór az 1514 m-es zsinórhoz hasonlóan a sziliko-szulfokáiltrachit további piritesedéssel kapcsolatos nemesfémfeldúsulása révén keletkezett.

Petrometallogenezise:





- 1 2 3 4 5 6

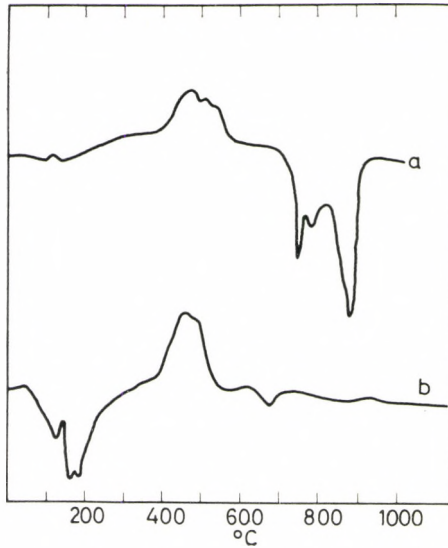
11. melléklet. Ferdinánd-altáró, 1806 és 1821 m-es telérvágatok bányaföldtani térképe
M = 1 : 350

Jelmagyarázat: 1 - szilikokálitrachit, 2 - szulfokálitrachit, 3 - szulfo-szilikokálitrachit, 4 - porlódó-kálitrachit,
5 - okkeres, pirités zsinór, 6 - kovás, okkeres pirit-zsinór

1821 m-es „telér” (zsinór)

Az új bányászati kutatás alkalmával a Ferdinánd-altáró 1821 m-ében vett minta kedvező elemzési adatai hívták fel az okkeres, pirites zsinórra a figyelmet. Nemesfém-tartalma: Au = 3,20 g/t, Ag = 195,30 g/t. Csapásmenti megkutatása É-i és D-i irányban 9–9 m (l. a 11. térképmellékletet). A zsinór az 1806 m-es „telérhez” igen hasonló: változó vastagságú okkeres-pirites zsinór hidroszulfo-sziliko-karbokálitrachitban.

Az É-i vájvégtől az altáró felé több 2–10 cm változó vastagságú okkeres zsinór követhető, ezek a vájvég előtt 8 m-ben szélesebb, 20–25 cm-es zsinórrá egyesülnek. Ez a zsinór változó vastagságban (15–25 cm) csaknem a D-i



34. ábra. Agyagos telérkitöltés (Ferdinánd-altáró) DTA felvételei:
a — 1514 m-es telér, D-i csapásvágat, Ny-i haránt,
b — 1821 m-es telér, É-i csapásvágat 2 m

vájvépig követhető (lásd a XI. táblát), ahol több ágra bomlik. A zsinór csapása 10–190°, dőlése K-i, 73–88°. Dőlésmenti kifejlődéséről nincs adatunk. Tszf 244 m.

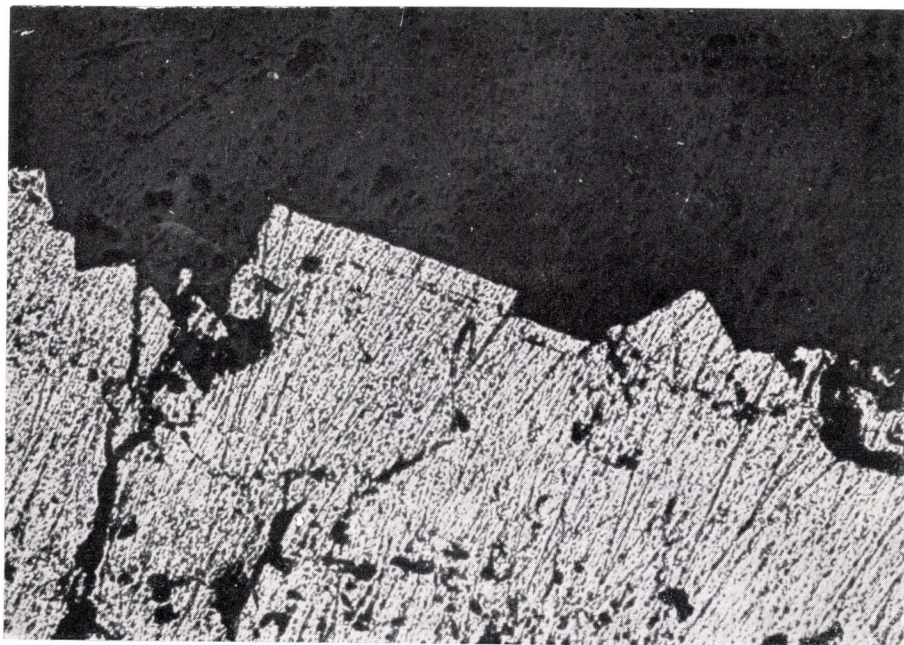
A termikus felvétel (l. a 34. ábrának második DTA görbét) a telér anyagában piritet, gipszet, montmorillonitot mutatott ki.

Érdekes ásványa a sárgásfehér, hajszálszerű, rostos halmazokban megjelent halotrichit, amely a bányászati feltárásokat követő években gyors oxidáció eredményeként nagy mennyiségben és méretekben képződött (l. a XI. táblát). Nemesfém-tartalma figyelmet érdemel. Petrometallogenezise az előző 1806

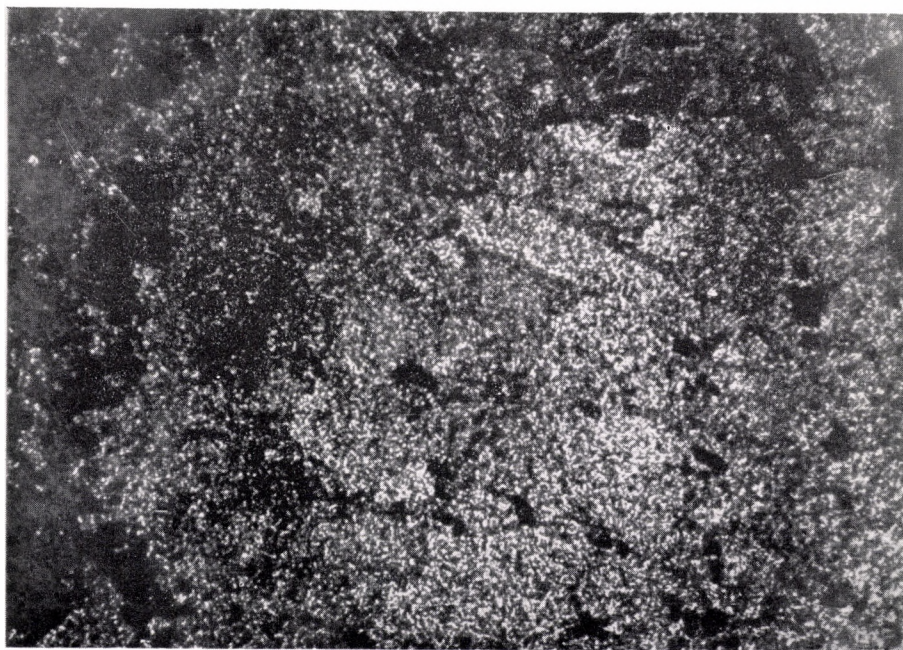
XVI. tábla

Ferdinánd-altáró 1829,1 m-es szalagos zsinór.

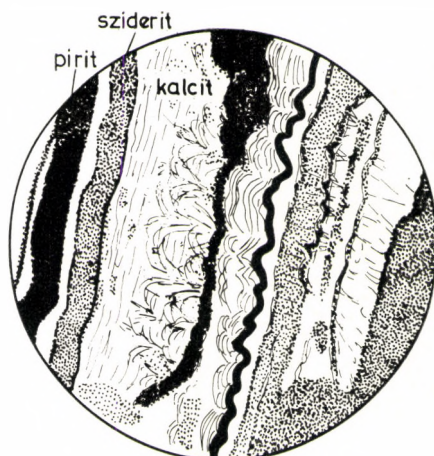
1. Sávosan rendezett idiomorf pirít kristályok (karbonátos sávokkal váltakozva).
Nagyítás: 60×, II Nik.
2. Markazit-ér a fenti sávos, szalagos, pirites-markazitos, karbonátos kifejlődésben.
Nagyítás: 60×, II Nik.



1



2



35. ábra. Az 1829,1 m-es karbonátos-pirités zsinór szöveti képe (10×)
Ferdinánd altáró. Karbonát és pirit ritmikus, sávós váltakozása

m-es zsinóréval egyezik. Az 1514 m-es, 1806 m-es és 1821 m-es pirités, okkeres zsinórok és a kísérő szulfo-karbokálitrachitok szoros genetikai kapcsolatát a 31. táblázaton feltüntetett nyomelemzési adatok is alátámasztják.

Ritmikus kicsapódással keletkezett az ércesedés elcsöndesedését jelző, a Ferdinánd-altáró 1829,1 m-ben megütött, szalagos, pirités-markazitos, karbonátos zsinór (l. a 35. ábrát, a XVI. táblát).

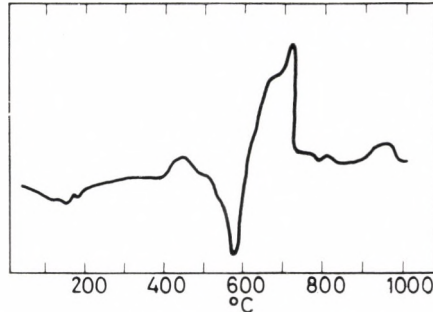
31. TÁBLÁZAT
Nemesfém-tartalmú, pirités, okkeres zsinórokat kísérő karbokálitrachitok nyomelemzési adatai, Ferdinánd-altáró

	Szulfo-karbokálitrachit bejárattól <i>1512,0 m</i> ppm	Hidro-karbokálitrachit bejárattól <i>1532,2 m</i> ppm	Hidro-szulfo-sziliko- karbokálitrachit bejárattól <i>1821,0 m</i> ppm
Co	25	10	16
Ni	10	6	10
Ag	1,6	4	2,5
Cu	40	100	60
Zn	160	< 100	< 100
Ga	10	40	40
Hg	< 250	< 250	< 250
Pb	10	10	16
As	< 160	< 160	< 160
Sb	< 100	< 100	< 100
Ti	4000	4000	4000
V	250	160	250
Cr	16	100	25
Mo	< 6	< 6	< 6
Mn	400	6000	600
Tl	< 6	< 6	10
Sr	40	400	40
Ba	1600	400	1000
Li	40	60	60

Kimutathatóság alatt maradt: Te, Ge, Bi, Cd, Be, B, W, Sn, Zr, Y, Nb, Sc, In.
Készült a Földtani Intézet Geokémiai Laboratóriumában.

**Agyagos-karbonátos telér (1864 m-es) szfaleritmuglyákkal,
kvarcfészekkel**

A Ferdinánd-altáró (1864,4–1865,0 m között) 60 cm vastag sárgásfehér, karbonátos, agyagos 20–200° csapású, 75° Ny-i dőlésű telérkifejlődést keresztezett. Az agyagos kitöltésben porózus kvarcfészek is gyakoriak. Jellemző ásványa a vörösbarna színű, szélein áttetsző, erősfényű, 3–4 cm-es kristályokban jelentkező szfalerit. A DTA felvétel szerint (36. ábra) az agyagos



36. ábra. Szfalerites telér agyagos kitöltése, Ferdinánd-altáró 1864 m

kitöltés a szfalerit mellett jelentős mennyiségű piritet, szideritet és kevés illites-montmorillonitos agyagásványt tartalmaz.

Nagyon érdekes, hogy a bezáró kőzet nem kálitrachit, hanem andezitogén propilit kisebb-nagyobb mértékű lebontással. Ez tökéletes összhangban van eddigi megállapításainkkal, hogy a színes, szulfidos telérek az andezitogén propilittel állnak a legszorosabb genetikai kapcsolatban.

A szfaleritben a következő nyomelemeket mutattuk ki:

32. TÁBLÁZAT

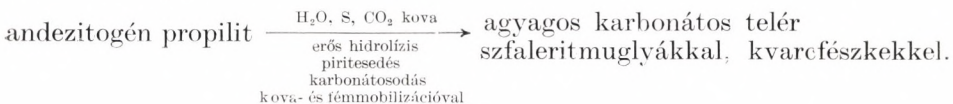
Az 1864 m-es telér szfaleritjének nyomelemzési adatai

Co	Ni	Ag	Cu	Cd	Ga	Sn	Pb	As	Sb	Bi
0	0	40	400	2500	6	160	4000	9	0	0 ppm
		Mo		Mn	In	Tl				
		0		60	40	0 ppm				

Kimutatási határ alatt maradt: Te (25), Hg (100), Ge (4), Au (16).

Különösen érdekes az átlagnál nagyobb Cd és In-tartalom.

Petrometallogenezise:



B. Kánya-hegyi telérek

A Kánya-hegyi telérek a Kánya-hegy tetején, az attól K-re fekvő Fehér-hegyen és D-re a Rózsa-hegyen lépnek a felszínre. Mellékkőzetük a Kánya-hegyen és a Rózsa-hegyen a felszíni kibúvásokban mindenütt kálitrachit a Fehér-hegyen erősen átalakult riódácit. A LIPTER-féle régi bányatérkép szerint Ny-ról K felé haladva a következő teléreket különíthetjük el: a Lobkowitz arany-telér, a Jószerencsét-, a két Brenner-, a Jupiter-, az Auguszt Freud-, a Vendelin- és a Glücker-telér. A Kánya-hegy ÉK-i nyúlványán fejlődött ki a Zsófia-telér.

A Kánya-hegy teléreit a XIV. század folyamán egymással párhuzamosan elhelyezkedő horpasorokkal nyomozták (II. tábla 1. felvétel). Ezek sok ezer horpából álló rendszert képeznek. A horpasorok is bizonyítják, hogy a telérek csapása, kisebb eltérésektől eltekintve, általában É—D-i, $355-15^\circ$ között változó. A telérek vastagsága és csapásmenti kifejlődése nagyon eltérő. Vastagságuk néhány cm-től kezdődően jelentős (30, 50, 70 és 180 cm), kivételesen 200 cm. Csapásmenti kifejlődésük lényegesen nagyobb, mint a Gyepű-hegyi teléreké: 800—1500 m is lehet. Leghosszabb a Lobkowitz-, a Jószerencsét-, a Jupiter- és a Zsófia-telér. A Lobkowitz- és a Jószerencsét-telérnek 3 szinti kifejlődése ismert, mégpedig a Mária-tárói (512 tszf m), a Teréz-tárói (410 tszfm) és a Csengőbánya 80-as (340 tszf m) szinti. Dőlésmenti kifejlődésük megismeréséhez az új bányászati kutatás nagyon sok fontos adatot szolgáltatott. A felsorolt Kánya-hegyi telérek közül az irodalomra (LIFFA 1955) hivatkozva részletesen csak azokkal foglalkozom, amelyek az új bányászati kutatások során újra feltárára és így részletes újrajvizsgálatra kerültek.

Egészen új feltárást jelentett a Ny—K-i irányú, Csengőbánya vakaknájából kihajtott 80-as szinti irányvágat, amely a Kánya-hegy csaknem mindegyik jelentős telérért harántolta. Így a teléreket összefoglalóan a bányászati feltárások alapján jellemzem. A Csengőbánya 80-as szinti irányvágatból ugyanis a Ferdinánd-altárhoz hasonlóan a harántolt É—D-i csapásirányú telérek kisebb-nagyobb mértékben csapásirányban is megkutatásra kerültek.

Kivételt képez a Kánya-hegy ÉK-i oldalán a Zsófia-tárhoval feltárt Zsófia-telér, amelyet csak erről a szintről is ünk, de amelyet érdekes kifejlődése és gyakorlati jelentősége miatt a fejezet végén részletesen ismertetünk.

A Csengőbánya 80-as szinti irányvágattal harántolt telérek kifejlődésük és kitöltésük alapján 2 típusba oszthatók (l. a 6. mellékletet).

1. Az első típusba tartoznak azok a telérek, amelyek a mellékkőzettől jól kivehető vállappal különülnek el. Csapásirányuk és dőlésszögük mérhető. Vastagságuk 20—100 cm között változik. Telérkitöltésük pirites, egyéb színes szulfidos, kvarcos, kovás, gyakran agyagos-pirites. Nemesfém-tartalmuk a felső szintekhez képest csökken. Jelentősebb nemesfém-tartalmat csak dús pirites kitöltés, vagy pedig más színes szulfidok megjelenése esetén mutatnak. Ide tartoznak (az irányvágat kihajtási sorrendjének megfelelően K-ről Ny-felé haladva) a Jupiter-, a Jószerencsét- és a Lobkowitz-telérek.

A 2. típusban csak a 2 Brenner-telért kell megemlítenünk. Utóbbiak a mel-lékközöttől éles válllappal nem különülnek el. Nem teléres hasadékok, hanem kolloid pirit-től szürkére színezett kovás zónák, amelyeket jelentős pirit- és kis nemesfém-tartalom jellemez.

A 3. típusú „telért” (zsinórt) nem harántoltuk a Csengőbánya 80-as szinti irányvágatban, de mivel a bányászati kutatások során több alkalommal volt lehetőség megtekintésére, begyűjtésére, 3. típusként a Kánya-hegyi Zsófia-telért említjük meg. Kvarcos-okkeres, ritkábban agyagos-okkeres telér, jól kivehető válllappal.

Pirités, helyenként színes szulfidos, kvarcos, kovás, gyakran agyagos telérek jól kivehető válllappal

Jupiter-telér

A Kánya-hegy egyik legfontosabb telére. Horpái a Kánya-hegy K-i szegélyén húzódnak. Közvetlen bejárásból a Mária-táróból, a Csengőbánya 80-as szintjéről ismerjük. A Mária-tárói csapásvágata közel 300 m hosszú, a Csengőbánya 80-as szinti kutatás mindössze 5 m-es csapáshosszban tárta fel.

Mária-táró. A Lipter-féle bányatérkép szerint a Jupiter-telér a Mária-táró szintjéről és a D-re fekvő Jupiter-táróból volt megközelíthető. Összefoglaló szakvéleményében WENDEBORN (1905) is részletesen foglalkozott a Jupiter-telérrel. WENDEBORN É-i irányban mintegy 300 m csapáshosszban járta be a telért. Az É-i vájvégén 55°-os Ny-i dőlést állapított meg. A telér vastagsága — véleménye szerint — 10—70 cm között változik, átlagosan 40 cm. A telér-kitöltés sötétbarna, zsíros fényű, kvarcban gazdag, a porózus telérkvarc helyenként kékesen színezett, pirithintéses. WENDEBORN elemzési adatok alapján a Jupiter-telér Mária-szinti kifejlődését ipari szempontból is kedvezőnek ítélte meg. A Jupiter-telér átlagos nemesfém-tartalmát 4,64 g/t Au-nak és 119,7 g/t Ag-nek állapította meg.

A Jupiter-telerről PÁLFY is említést tesz. Véleménye szerint a telér vastagsága 30—40 cm között változik, legnagyobbbrészt vörös okkeres agyaggal van kitöltve, s csak ritkán kvarcos. Az ásványok közül szabad szemmel csak a pirit ismerhető fel. PÁLFY véleménye szerint (1927) ez a szint az oxidációs zónába tartozik. LIFFA A. (1955) okkzlése szerint a Jupiter-telér D-i csapásvágatában a telér 50 m-ig 75—85°, ugyancsak Ny-i dőlésű.

A Jupiter-telér jelenleg a D-i csapásvágatban 261 m-ig bejárható. A telér-kitöltés uralkodóan agyagos, okkeres, ritkán kvarcos. Átlagos vastagsága 30—40 cm, csapása 325—345° között változik. Dőlése Ny-i, 68—82°. A telér D felé haladva fokozatosan mindig meredekebbé válik. A kitöltésben szabad szemmel meghatározható ásvány alig van. Elvértve pirit ismerhető fel. A termikus felvételek csak vasokkert (limonitot), kaolint és montmorillonit jeleznek.

Az új bányászati kutatás során rendszeresen vett résminták elemzési adatait a 33. és 34. táblázat tünteti fel. A 34. táblázatból kitűnik, hogy a D-i csapásvágat agyagos, okkeres kitöltésének nemesfém-tartalma gyakorlati szempontból is figyelmet érdemel.

A telér összetételében az Au értéke általában 1—3 g/t, az Ag 25—100 g/t között változik. Az Au : Ag arány általában 1 : 50. Az Au-tartalom növekedő

értékeivel párhuzamosan az Ag-tartalom is emelkedik. A telér összetételének másik jellegzetessége, hogy a csapásmenti kifejlődésben Au 2,50–5,60 g/t, Ag 100–330 g/t közötti mennyiséggel kiugró értékek is jelentkeznek. Véleményem szerint ezek azok a helyek, illetve szakaszok, ahol 200–400 m-rel mélyebben a csapásmenti kifejlődésben színes szulfidban gazdag lencsék is megjelennek.

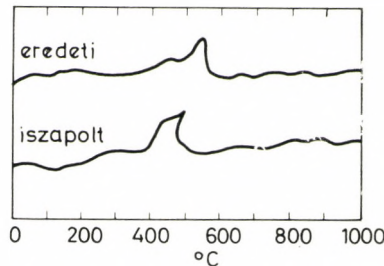
33. TÁBLÁZAT

A Jupiter-telér Mária-táró szinti É-i csapásvágatának elemzési adatai

R é s m i n t a					
sor-száma	helye	vas-tagság cm	minősége	Au g/t	Ag g/t
1.	É-i vājvég	42	Okkeres, kovás telérkitöltés	0,50	3,00
2.	É-i vājvégtől D-re 17,5 m	30	Okkeres telérkitöltés	3,20	21,30

Csengőbánya 80-as sz. irányvágat. A Jupiter-telér a 80-as szinti irányvágatban is érdekes kifejlődésű. Mindössze 5 m-es csapáshossz tárja fel. Kitöltése világos színű, kvarcos, homokszerűen széteső. Termikus felvétel piriten kívül semmi más elegyrészt sem mutatott ki (37. ábra), mindössze kevés vasokkerre (limonitra) utalt. Kevés agyagásványt csak az iszapolt anyag görbéje jelzett (37. ábra).

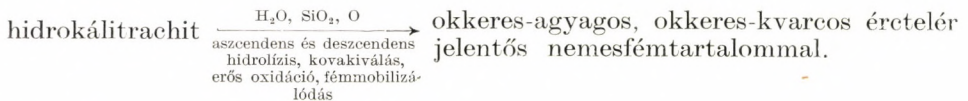
Nemesfém-tartalma e szinten jelentéktelen, bár az 5 m-es feltárt csapáshossz komolyabb mérlegelést nem tesz lehetővé (l. a 6. mellékletet).



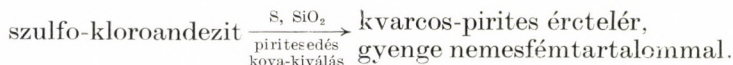
37. ábra. Jupiter-telér agyagos kitöltésének DTA felvételei, Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat 1,5–1,6 m

Petrometallogenezise:

Mária-táró (517 tszf m)



Csengőbánya 80-as szint (338 tszf m)



A Jupiter-telér Mária-táró szintű D-i csapásvágatának elemzési adatai

R é s m i n t a						
sor- száma	helye	vas- tagság cm	minősége	Au g/t	Ag g/t	S %
1.	D-i csapásvágat 10 m	30	Okkeres telérkitöltés	ny	12,00	∅
2.	D-i csapásvágat 30 m	13	Okkeres-agyagos telérkitöltés	2,20	38,80	∅
3.	D-i csapásvágat 40 m	38	Okkeres-agyagos telérkitöltés	1,60	47,90	0,16
4.	D-i csapásvágat 45,5 m	34	Okkeres-agyagos, gyengén kvarcos telérkitöltés	3,20	256,30	0,10
5.	D-i csapásvágat 48,0 m	18	Kvarcos telérkitöltés	2,50	64,00	∅
6.	D-i csapásvágat 51,5 m	34	Agyagos telérkitöltés	2,00	157,50	0,06
7.	D-i csapásvágat 56,5 m	40	Agyagos telérkitöltés	1,50	82,50	∅
8.	D-i csapásvágat 60,5 m	18	Okkeres-agyagos, gyengén kvarcos telérkitöltés	1,00	122,50	0,04
9.	D-i csapásvágat 83,0 m	52	Okkeres telérkitöltés	2,30	104,20	∅
10.	D-i csapásvágat 89,0 m	46	Okkeres telérkitöltés	1,00	47,00	0,04
11.	D-i csapásvágat 105,0 m	50	Zöld, sárga agyagos telérkitölt.	1,00	59,00	0,64
12.	D-i csapásvágat 107,5 m	26	Okkeres-agyagos telérkitöltés	5,60	329,40	1,28
13.	D-i csapásvágat 111,9 m	50	Okkeres-agyagos telérkitöltés	2,70	96,80	0,04
14.	D-i csapásvágat 124,4 m	44	Okkeres-agyagos telérkitöltés	1,00	25,00	—
15.	D-i csapásvágat 132,4 m	52	Okkeres-agyagos, kissé kvarcos telérkitöltés	1,00	31,00	—
16.	D-i csapásvágat 159,9 m	28	Okkeres telérkitöltés	1,30	52,20	—
17.	D-i csapásvágat 168,9 m	51	Okkeres telérkitöltés	1,80	164,20	—
18.	D-i csapásvágat 172,4 m	60	Okkeres-agyagos telérkitöltés	ny	42,00	—
19.	D-i csapásvágat 194,4 m	57	Okkeres-agyagos telérkitöltés	2,10	92,00	—
20.	D-i csapásvágat 212,0 m	43	Okkeres-agyagos telérkitöltés	2,80	48,20	—
	Átlagvastagság:	40	Súlyozott átlag:	1,57	88,94	0,16

A telkibányai bányaterület egyik legnagyobb csapáshosszban kifejlődött és több szintről ismert telére. Így a Mária-táróból (tszf 516 m), a Teréz-táróból (tszf 412 m) és a legújabb bányászati kutatások során a Csengőbánya 80-as szintjéről (tszf 338 m).

Mária-táró. A Jószerecsét-telért a Mária-táró 175–180 m között kereszteli. NEUBAUER mérései szerint csapásiránya 15–30° között változik. Dőlése K-i, 80°. WENDEBORN a D-i vágatban 85°-os dőlést általában agyagos, kisebb mértékben kvarcos telérkitöltést, 0,20–1,5 m között változó, kivételesen 2 m-es telérvastagságot állapított meg. A D-i csapásvágatban PÁLFY és LIFFA egyaránt megemlíti a vágat főtéjén, a táró és telér kereszteződésétől néhány m-re húzódó 10–12, 8–10 m-es főtefejtéseket. A *Lipter*-féle térkép szerint a Jószerecsét-telért a Mária-táró szintje alatt is művelték, mégpedig két egymás alatt kihajtott vágatban.

Az irodalmi adatok lényegében megegyeznek azokkal a megfigyelésekkel, amelyeket bejárásaink során a Mária-táróban a Jószerecsét-telér közel 500 m-es feltárásában magunk is szereztünk. Csapásvágati kifejlődésében a Jószerecsét-telért közel É–D-i csapásirány és uralkodóan meredek K-i dőlés jellemzi. Az agyagosan lebontott hidrokálitrachittól éles vállalpal különül el. K-i dőlése 60–90° közötti változó, a Mária-aknától É-ra különösen meredek.

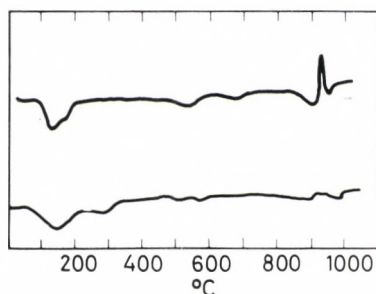
A D-i csapásvágatban a telér dőlése ismét közel függőleges, majd Ny-i dőlésbe csap át. A Ny-i dőlést a D-i vájvég előtti kiékelődésig megtartja. A telér vastagsága az É-i vágatban 20–100 cm között változik, átlagosan 60 cm. A D-i vágatban 5–120, átlagosan 40 cm.

A telérkitöltésben az oxidáció erős nyomaival találkozunk. A telérkitöltés agyagos, kovás, okkeres, limonittal vörösre festett, helyenként pirites. Gyakran kisebb-nagyobb kovás kőzetdarabokat tartalmaz. A D-i csapásvágat 200 m utáni szakaszában a telér kivételesen 80 cm vastagságot is elér, de általában 5–25 cm között változik. Kitöltése itt agyagos, a 290. mérési pontnál az agyagos zsinór teljesen elszűkül, tovább nem követhető. A további kutatást emiatt rövidebb keresgélés után abba is hagyták. Fontos és érdekes, hogy a Jószerecsét-telér közel 500 m hosszú csapásvágatában a Mária-táróban 70–120 cm vastag kovás, okkeres szakaszok változnak, 5–25 cm-es keskeny agyagos szakaszokkal. Az agyagkitöltés fehér, sárgásfehér, vörösbarna, ritkábban szürke. A maximális Au-tartalmak ebben a szürke agyagban jelentkeznek.

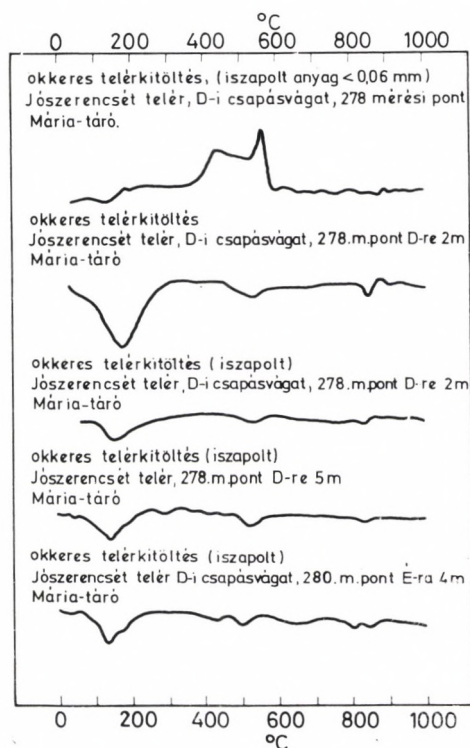
Termikus és röntgendiffrakciós vizsgálatok szerint a világosszínű, vagy vörösbarna agyagos telérkitöltés uralkodóan montmorillonitot (50%), közepes mennyiségű kvarcot, kevés adulárt, goethitet, egészen kevés szericitet, esetenként sok amorf vashidroxidot tartalmaz.

A 278. mérési-ponttól D-i irányban 5 m-re, a 9 cm-es telér vörösbarna, szétmorzsolható agyagos kitöltésű, a DTA felvételek szerint szintén montmorillonitot, piritet, kvarcot és kevés vashidroxidot (lepidokrokit, goethit) tartalmaz (l. a 38., 39., 40. ábrát). A nemesfém-tartalom (Au = 16,6 g/t, Ag = 18,5 g/t) szoros kapcsolatban van a montmorillonit tartalommal. Az agyagos részek montmorillonitjának egyik jellemző sajátsága az egységes, jól definiált, nem kevert szerkezet. A kovás (okkeres) szakaszok főásványa a kvarc (50%), közepes mennyiségű pirittel, kevert szerkezetű montmorillonittal, igen kevés goethittel, szericittel, kis nemesfém-tartalommal (38., 39. ábra).

A Jószerencsét-telérre vonatkozó első elemzési adatokat a Mária-táróból WENDEBORN közölte. Az általa gyűjtött minták szerint a Jószerencsét-telér maximális Au-tartalma 5,0 g/t, maximális Ag-tartalma 46,0 g/t.



38. ábra. Okkeres teléragyag DTA felvételei, Jószerencsét-telér, D-i csapásvágat, Mária-bánya



39. ábra. Okkeres telérkitöltés DTA felvételei, Jószerencsét-telér, D-i csapásvágat, Mária-bánya

Lényegesen kedvezőbb adatokkal szolgáltak az új bányászati feltárás során vett minták. Ennek eredményét a 35. táblázatban tüntettük fel. A telér kémiai összetételének két jellemző vonása van. Az egyik, hogy a telérbányai telérek közül egyedül a Jószerencsét-telér ilyen kiemelkedő nemesfém-tartalmú,

a Mária-tároi feltárás több 100 méteres csapáshosszában. A telér másik jellegzetessége, hogy a nemesfém-tartalomban rendkívül kiemelkedő részek kis nemesfém-tartalmú szakaszokkal váltakoznak.

35. TÁBLÁZAT

Kiemelkedő nemesfém-tartalmak a Jószerencsét-telér Mária-tárho D-i csapásvágatában

Au g/t	Ag g/t
12,00	703,00
12,40	42,40
14,65	14,30
14,60	18,50
12,50	47,80
15,80	23,70
26,40	204,40
75,20	355,90
28,15	181,90
20,05	173,40

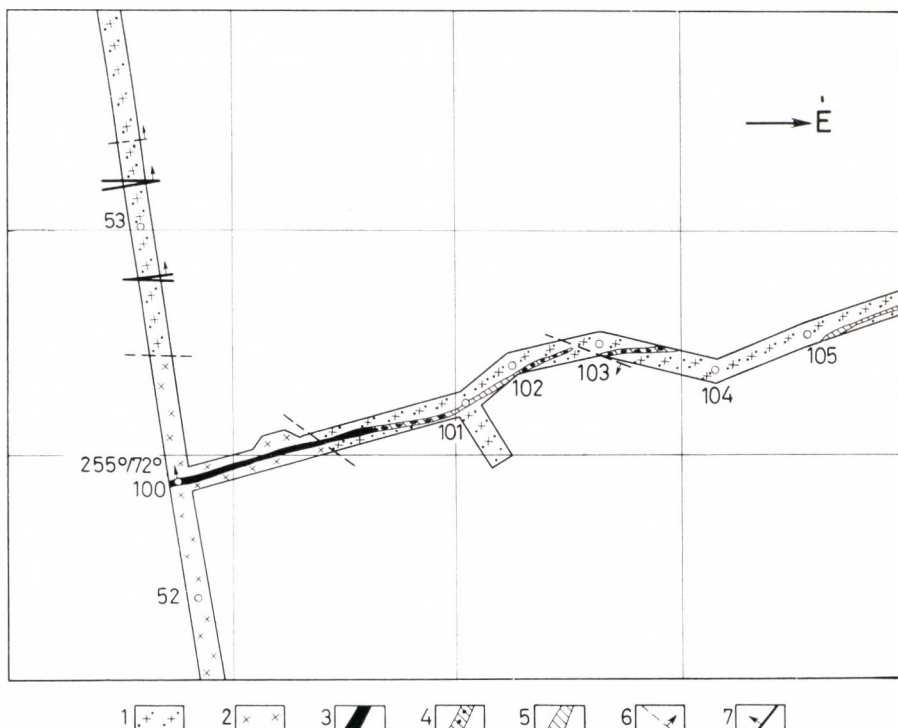
Az Au és Ag arány e szinten általában 1 : 16 között változik. Az Ag javára történő eltolódás (12 g/t Au, 703 g/t Ag) csak kivételes. Ez a fehér agyagos, 20 cm vastag és — mint a DTA görbék is igazolják (38., 39. ábra) — montmorillonit tartalmú telérkitöltésben jelentkezik. Az Ag-koncentrációban a montmorillonitnak alapvető szerepe van.

Teréz-tárho. A Jószerencsét-telér kifejlődésére a Teréz-tárból (tszf 412 m) csak kevés régi adatunk van. WENDEBORN emlékszik meg szakértői jelentésében a Teréz-tárho-ról, s abban 4 egymással közel párhuzamos telért, illetve 2 jól fejlett főtélert említ. Ezek felelhetnek meg a Teréz-tárho-ban csapásmentén is megkutatott Jószerencsét- és Lobkowitz-teléreknél.

A Teréz-tárho — mint már említettük — uralkodólag agyagos (hidro), kloritos (kloro), illetve zöldkoves (propilites) piroxénandezitben fejlődött ki. Kálitrachit csak a 2 vezető főhasadék, a Jószerencsét- és a Lobkowitz-telér mentén jelentkezik. Az andezit-kálitrachit határ a Teréz-tárho-ban soha nem éles, hanem közöttük fokozatos átmenet van.

A Jószerencsét-telér É-i csapásvágata 38 m-ig járható, ahol omlás a további előrehaladást megakadályozza. Csapása É—D-i, dőlése Ny-i, 60—70°, vastagsága 25—50 cm között változik. A telérkitöltés agyagos, okkeres, helyenként kvarcos (l. az 5. térképmellékletet), lényegében a Mária-tároi kifejlődéssel egyezik. Lényeges eltérés csak a nemesfém-tartalomban van. A nemesfém-tartalom, ahogy ezt az elemzési adatok is igazolják, a Mária-tárho-hoz képest lényegesen csökken.

Csengőbánya 80-as szint. A Csengőbánya 80-as szintű irányvágat (tszf 338 m) az aknától számított 208 m-ben harántolta a Jószerencsét-telért. A harántolásnál kedvező nemesfém-tartalom mutatkozott és a telér is jól követhető volt (XVII. tábla 4. felvétel), ennek következtében csapásmenti kihajtása mind É-i, mind D-i irányban megindult. 9 m kihajtás után a telér 20 cm-ről 35 cm-re vastagodott ki. Kitöltése változatlanul kovás, dúsan pirites. A szalagos kvarcos pirites telér a vágat főtéjén 18 m-ig kitűnően követhető. 18 m után kitöltése uralkodóan agyagos, a pirites-kvarcos kitöltés háttérbe szorul. 40 m-ig mint agyagos kovás-pirites, Ny-i dőlésű telér még jól követhető (XVII.

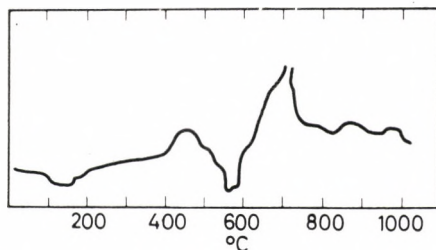


12. melléklet. Csengőbánya, 80 m-es szint, Jószerencsét-telrvágat bányaföldtani térképe
M = 1 : 700

Jelmagyarázat: 1 – piroxénhidroandezit, 2 – kálitracit, 3 – kovás, pirites telérkitöltés, 4 – agyagos, kvarcfészkes, pirites telérkitöltés, 5 – agyagos, pirites telérkitöltés, 6 – vető, 7 – kvarcos, pirites zsinór

tábla 1. felvétel). 40 m után keskeny agyagos zsinórrá, illetve zsinórokká válik, amelyek egyikénél a Ny-i dőlés fokozatosan K-ibe megy át. A telér 40 m után tulajdonképpen egy lefelé összeháródó telérgyökér képét mutatja, amely ezen a szinten megfelelő vastagságot és összefüggő teléres kifejlődést nem mutat. Ez a telérgyökér felfelé a Teréz- és Mária-táróban fokozatosan kiszélesedő okkeres, kvarcos agyagos telérkitöltésbe megy át (12. melléklet).

A Jószerencsét-telér megkeresésére indított 44°-os irányvágat 66 m-ig szürkésfehér, pirithintéses andezitogén propilitben haladt. Kvarcosodás, vagy



40. ábra. Agyagos telérkitöltés DTA felvétele,
Jószerencsét-telér, 358°-os csapásvágat 49 m, Csengőbánya 80-as szint

követhető telérnyom nem jelentkezett. 70 m körül a harántolt kőzet lebontása még nagyobb fokú. A kőzet szürkésfehér, agyagos, pirithintéses, helyenként kovás, okkeres andezit. 100 m után a mellékkőzet pszeudoagglomerátum jellegű, karbopropilit, majd kálitrachitba megy át. 131 m-ben kovás, pirites teléres szakaszt ütöttek meg, amelynek csapásmenti megkutatása mind É-i, mind D-i irányban megtörtént.

Az É-i csapásvágatban észlelt „telér” csapása 10 m-ig 358° , 10 m után 20° felé hajlik. Ezt az irányt egészen 27 m-ig követi. 27 m után a főte Ny-i szélén haladó agyagos zsinór fokozatosan elvékonyodik. 34–35 m között a vágat Ny-i szélén ismét jelentkezett 20 cm vastag agyagos zsinór, amely 50 m-ig fokozatosan 120 cm-re szélesedett ki, majd 50 és 62 m között ismét elvékonyodott (l. a 12. mellékletet).

A telér kitöltése 10 m-ig dús pirithintéses kálitrachit, amely fokozatosan mind agyagosabbá válik. 10–27 m között erősen agyagos, kvarcfészkes, dúsan pirites. A kvarcfészkek csak a 62 m-es vājvég előtt tűnnek el (l. a 12. mellékletet). Az agyagos telérkitöltés a DTA görbe szerint illitet, montmorillonitot, piritet és szideritet tartalmaz (40. ábra).

A Jószerencsét irányvágat 131 m-ben megütött „telérét” 10 m-es csapáshosszban D-i irányban is megkutatottuk. A telér csapása $175\text{--}180^\circ$. Vastagsága a harántolásnál 25 cm, a csapásvágat további részében 10–25 cm, 0–3 m között a telérkitöltés kovás, 3 m-től agyagos. Az irányvágat és a telér harántolásánál a dőlés K-i, 70° alatt, 10 m-nél meredek Ny-i dőlésű.

A nemesfém-tartalom mindkét szakaszban rendkívül kicsi. A 80-as szinti irányvágatban a Jószerencsét-telér harántolásánál kapott kedvező nemesfém-tartalom néhány m után minimálisra csökkent, s az I. szakaszban csak egy esetben, másodlagos feldúsulásként mutatott kedvező értéket. A pirit mennyiségével a nemesfém-tartalom párhuzamosan változott. A színes szulfidok mennyisége is kevés, a nyomokban való kimutatást alig haladja meg.

A Jószerencsét-telér Mária-tárói és Csengőbánya 80-as szinti csapásvágatából néhány nyomelemzés is készült (36. táblázat).

A nyomelemzési adatok is igazolják, hogy a Mária-tárói szinten — különösen az iszapolt telérkitöltésben — a kis hőmérsékletű As és Sb figyelmet érdemel. A Csengőbánya 80-as szint bizonyos telérszakaszaiban viszont egyes színes fémek (Pb, Zn) jelentkeznek nagyobb intenzitással.

Dőlésének csapásmenti alakulásáról kétségtelenül megállapítható, hogy É-i irányban a Mária-táróban a 278. mérési pontig és a Csengőbánya 80-as szintjén a 110. mérési pontig K-i dőlésű (l. a 12. mellékletet), a fenti helyek D-i szakaszain és a még délebbre fekvő Teréz-táróban fokozatosan meredekké válik, majd dőlése Ny-iba csap át. Fentiekből következik, hogy csapás mentén vizsgálva a felsőbb és alsóbb szinteket egyaránt É-on K-i, D-en Ny-i dőlésű.

A telér mellékkőzete a Mária-táróban kloro-, illetve hidro-kálitrachit. A Teréz-táróban kálitrachit és andezitogén propilit határán fejlődött ki. A Csengő-

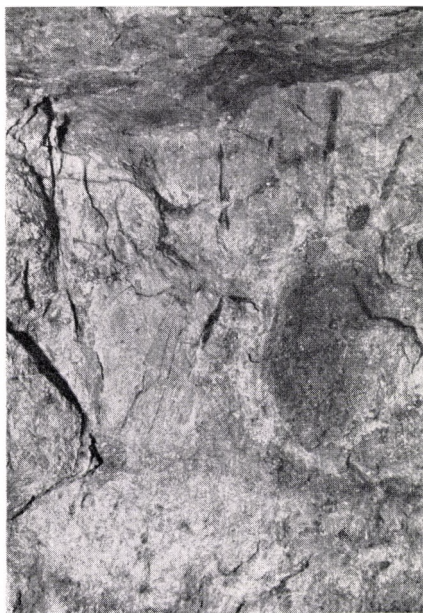
XVII. tábla

Jószerencsét-telér, Csengőbánya, 80-as szint.

1. Agyagos, kvarcfészkes, pirites telér kitöltés az É-i csapásvágat 30 m-ében.
2. Telért kísérő hidroandezites lebontás az É-i csapásvágat 108. méterében.
3. Pszeudoagglomerátumos lebontás a telér É-i csapásvágatának Ny-i főte szélén a 108. mérési pontnál.
4. Kvarcos, pirites, 30 cm-es kitöltés az É-i csapásvágat 5 m-ében a csapásvágat főtéjén.



1



2



3



4

A Jószerencsét-telér anyagának nyomelemzési adatai

Mária-tározó D-i csapásvágat, 278. mérési ponttól D-re 5 m okkeres telérkitöltés

Co	Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Cd	Ga	Sn	Pb	As	Sb	Bi	V	Cr	Mo	Mn	In	Tl
2,5	10	—	25	60	160	25	6	2,5	250	600	250	16	40	10	6	160	4	24 ppm

Okkeres telérkitöltés (iszapolt)

Co	Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Cd	Ga	Sn	Pb	As	Sb	Bi	V	Cr	Mo	Mn	In	Tl
2,5	4	—	10	60	160	25	1	2,5	400	1600	1000	1,6	25	6	6	60	4	4 ppm

*Csengőbánya 80-as szint É-i csapásvágat
Pirités telérkitöltés I. szakasz 9 m*

Elemző: ZENTAI PÉTER

Co	Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Cd	Ge	Sn	Pb	As	Sb	Bi	Te	Sc	V	Cr	Mo	Mn
0	0	∅	ny	(+)	?	0	0	?	+	+	0	0	0	0	0	0	ny	ny

Telérkitöltés I. szakasz 101 m

Co	Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Cd	Sn	Pb	As	Sb	Bi	V	Cr	Ga
(ny)	ny	0	ny	ny	ny	0	(ny)	(+)	ny	0	0	(+)	(+)	ny

Telérkitöltés I. szakasz 103 m

Co	Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Cd	Ge	Sn	Pb	As	Sb	Bi	V	Cr	Ga
ny	ny	0	0	+	++	0	0	0	++	ny	(ny)	0	(+)	(+)	ny

Elemző: KUBOVICS IMRE

bánya 80-as szinten a valóban telérnek tekinthető szakaszon szintén kálitrachit a mellékköze. A Jószerencsét-telér a kálidús oldatok egyik vezető hasadéka volt.

A Mária-táró szintjén a nemesfém-tartalom ipari értékű. Az Au- és Ag-arány 1 : 10–1:16 között változik. A Teréz-táróban a Jószerencsét-telér Au-tartalma erősen csökken, az Au és Ag arány az ezüst javára tolódik el.

A Csengőbánya 80-as szintjén nemcsak az Au, hanem az Ag-tartalom is csökken. A telér jellege és kifejlődése lényegesen mélyebb szintre utal. Az S-tartalom a magasabb szintekhez képest emelkedik. Az Au hordozója ezen a szinten a pirit. A színesfémek (Pb, Zn, Cd) határozott nyomokban, vagy kis mennyiségben is kimutathatók.

Mind Ezeket az alábbi súlyozott átlagokat feltüntető 37. táblázat kitűnően szemlélteti.

37. TÁBLÁZAT

A Jószerencsét-telér fémtartalmának (súlyozott átlag) változása a dőlés függvényében

Hely	Tszf m	Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %	Au : Ag
Mária-táró	516	3,51	54,65	4,01	0,17	0,0	0,0	0,0	1 : 16
Teréz-táró	412	0,33	74,57	—	—	—	—	—	1 : 22,5
Csengőbánya 80-as szint	338	0,36	14,58	5,51	1,38	0,015	0,021	0,004	1 : 45

A Jószerencsét-telér három szinten is ismert kifejlődése lehetővé teszi, hogy petrometallogenezisét mindhárom szintre vonatkoztatva feltüntessük.

Mária-táró (516 tszf m)

hidrokálitrachit $\xrightarrow[\text{kálimetaszomatózis, aszcendens és descendens hidrolízis, kova-kiválás, erős oxidáció, fémkonzentrálás}]{\text{K}_2\text{O, H}_2\text{O, O, SiO}_2}$ okkeres-agyagos, okkeres-kvarcos érc-telér

jelentős nemesfém-tartalommal.

Teréz-táró (412 tszf m)

andezitogén propilit $\xrightarrow[\text{kálimetaszomatózis}]{\text{K}_2\text{O, H}_2\text{O, O}}$ kálitrachit $\xrightarrow[\text{hidrolízis, kova-kiválás, piritesezés, gyenge oxidáció, fémmobilizáció}]{\text{H}_2\text{O, S, O, SiO}_2}$ okkeres-agyagos,

okkeres-kvarcos érc-telér kis nemesfém-tartalommal.

Csengőbánya 80-as szintű (338 tszf m)

andezitogén propilit $\xrightarrow[\text{kálimetaszomatózis, fémmobilizáció}]{\text{K}_2\text{O (H}_2\text{O, O)}}$ kálitrachit $\xrightarrow[\text{piritesezés, hidrolízis, fémkonzentrálás}]{\text{S, H}_2\text{O, SiO}_2}$ kvarcos-pirités,

agyagos-pirités érc-telér-gyökér.

Lobkowitz-telér

A Kánya-hegy legfontosabb telére az ún. Lobkowitz-aranytelér. A Kánya-hegy Ny-i oldalán található nagyszámú, párhuzamos sorokban rendeződő horpa különösen a Mária-tárótól D-re fekvő területen nagyarányú, századok előtti bányászatról tanúskodik. A telkibányai ércesedés mélyszerinti megismeréséhez is az első adatokat a Lobkowitz-telér adta.

A Lobkowitz-telért 170 m pillérmagasságban a Mária-táróból (tszf 510 m), a Teréz-táróból (tszf 414 m) és a Csengőbánya 80-as szintjéről (tszf 340 m) ismerjük. Dőlésmenti ismertsége tehát a Jószerencsét-telérrel megegyezik. Sajnos azonban csapásmenti megkutatása lényegesen kisebb, mint a Jószerencsét-teléré. Míg a Jószerencsét-telért kereken 700 m csapásmenti feltárásban, addig a Lobkowitz-telért csak mintegy 250 m csapáshosszban ismerjük: mégpedig a Mária-táróból 24 m, a Teréz-táróból 12 m, a Csengőbánya 80-as szintjéről 210 m megoszlásban. Utóbbi 210 m csapásmenti feltárás adta a telkibányai bányászati kutatás legértékesebb adatait.

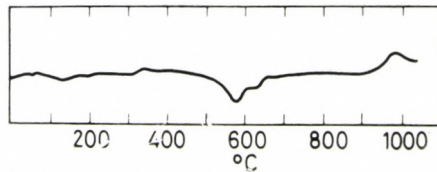
Mária-táró. A Lobkowitz-telér Mária-tárói kifejlődéséről alig van irodalmi adatunk. WENDEBORN szerint a Lobkowitz-telért 25 m-re a Mária-táró bejáratától mintegy 20 m-es csapásvágot tárta fel. Vastagsága 30–180 cm között változik. Nemesfém tartalmára vonatkozólag WENDEBORN mindössze 2 adatot közölt, amelyek változó értékű Au- és Ag-tartalomról tanúskodnak. Kitöltésére újabb adat POLLNER jelentéséből (1947–48) származik. A POLLNER-féle minták is igazolják azt a megfigyelést, amit már a Jószerencsét-telérnél is tettünk, hogy a nemesfém tartalom ezen a szinten nem a kvarcos, hanem az agyagos részben halmozódik fel.

Saját megfigyeléseink szerint a Lobkowitz-telér a Mária-tárói mai bejáratától 25–30 m távolságra riolittufa, illetve pszeudoagglomerátumos kálitrachit határán alakult ki. Igen érdekes, hogy a Csengőbánya 80-as szinten, tehát 170 méterrel mélyebben és lényegesen délebbre, a kísérő mellékkőzet hasonlóan pszeudoagglomerátumos jellegű piroxénandezit. A pszeudoagglomerátumos jelleg mindkét esetben tektonikus elmozdulásokra utal.

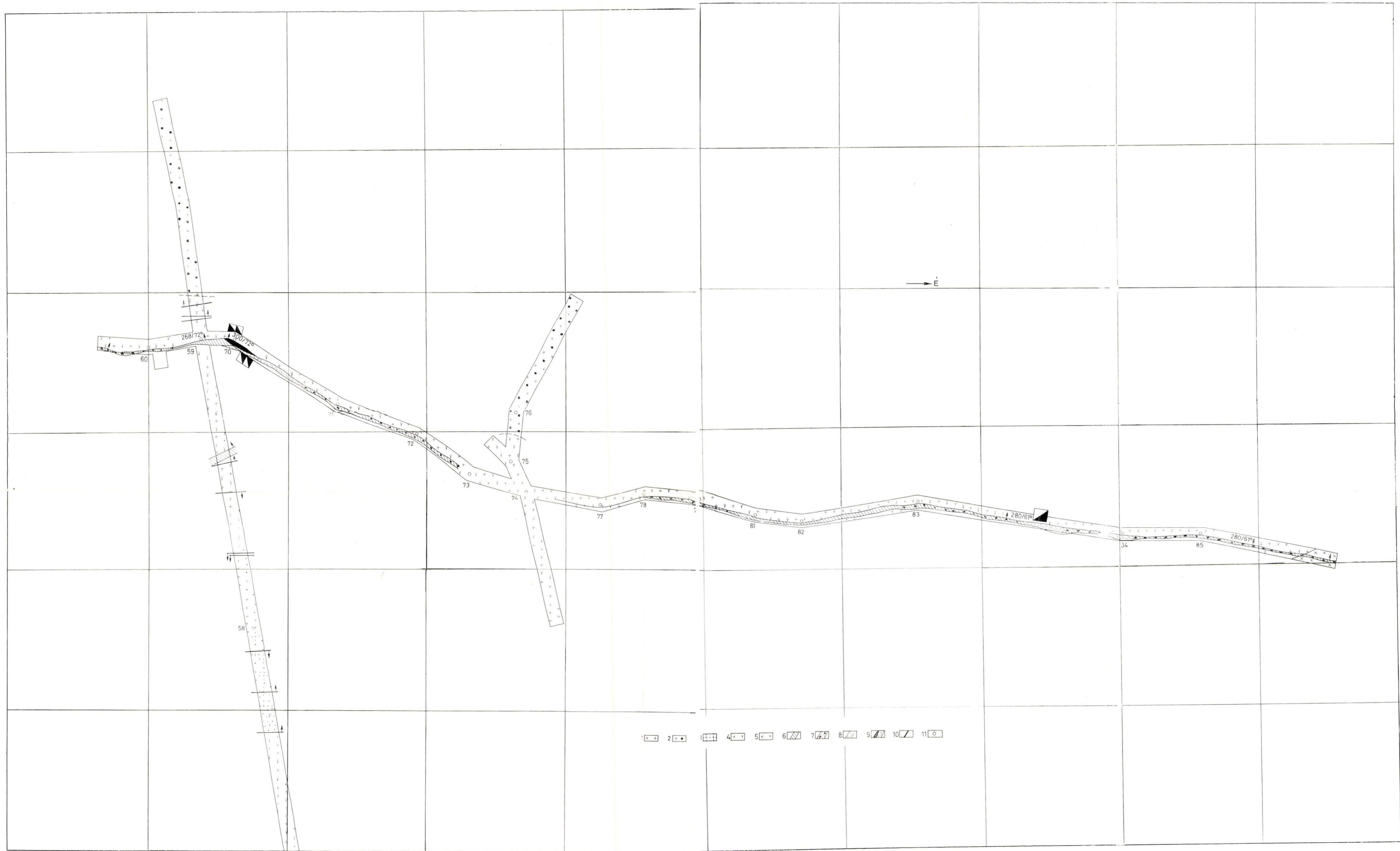
A Mária-táróban a telért É-i irányban 24 m csapáshosszban kutatták meg. Csapása 340°, dőlése Ny-i, 65–70° alatt. Kitöltése lisztszerűen széthulló, kvarcos, okkeres, fekély felé vörös agyagos. Az agyagos rész a DTA felvétel szerint goethitet és kaolinitet tartalmaz (41. ábra).

A kaolinitos agyagásvány jelenléte jól megmagyarázza, hogy miért kisebb a Lobkowitz-telér nemesfém tartalma a Mária-táróban, mint a Jószerencsét-teléré. Az agyagásvány minősége és a feldúsulás közti összefüggés itt is jól tükröződik.

Teréz-táró. A Lobkowitz-telér Teréz-tárói kifejlődéséről kevés adatunk van. WENDEBORN közlései (1905) saját megfigyeléseinkkel nem egyeztethetők. PÁLFY, LIFFA újabb adatokat nem közöl.



41. ábra. Okkeres teléragyag DTA felvétele, Lobkowitz-telér, É-i csapásvágot, Mária-bánya



13. melléklet. Csengőbánya, 80 m-es szint, Lódkövit.
 Jelmagyarázat: 1 – piroxénandezit, 2 – piroxénandezit-pseudoagglomerátum, 3 – hidroandezit, 4 – kloroandezit, andezitgén profil, 5 – kálitrachit, a kvarcos piritlélében, 10 – kvarcos, 1

-telérvágat bányaföldtani térképe. M = 1 : 350
 – agyagos telérkitöltés kevés pirittel, 7 – agyagos, kvarcfészes telérkitöltés kevés pirittel, 8 – kvarcos, piritos telérkitöltés, 9 – szfalerit lencse rités zsinór, 11 – mérési pont

A Teréz-táró uralkodóan piroxén-hidro-, illetve kloroandezitben alakult ki. A Lobkowitz-telér harántolása előtt a piroxén-hidroandezit fokozatosan kálitrachitba megy át. A Lobkowitz-telért mindkét oldalán kálitrachit kíséri. Sajnos a Lobkowitz-telér É-i irányban csak 7,0, D-i irányban mindössze 5,0 m hosszban járható. Így kifejlődéséről csak hézagos képet alkothatunk. Csapása közel É—D-i, dőlése Ny-i. Kitöltése kvarcos-okkeres, illetve agyagos. A pirit mennyisége egészen alárendelt (l. az 5. térképmellékletet).

A megvizsgált néhány részminta alapján átlagvastagsága: 44 cm. Az elemzések súlyozott átlaga: Au 0,45 g/t, Ag 58,3 g/t, Fe 5,78%, S 1,18%, Au : Ag arány 1 : 130.

A Lobkowitz-telér Au-tartalma tehát a Teréz-tárói szinten a Mária-tárói szinthez képest a Józserencsét-telérhez hasonlóan csökken, az Au—Ag arány erősen az Ag javára tolódik el.

Csengőbánya 80-as szint. A Csengőbánya 80-as szintjén a Lobkowitz-telért az irányvágat az aknától számított 480,7—485,4 m között harántolta (l. a 6. térképmellékletet). A harántolásnál a telér vastagsága 70 cm, csapása 358—178°, dőlése Ny-i 72°. Telérkitöltés agyagos, kovás, pirittartalommal. Megkutatása É-i irányban 170, D-i irányban 14 m csapáshosszban történt. Az É-i csapásvágat elején jelentkező dúsán szfalerites, pirites lencsét aknával és feltöréssel, 25—25 m szintközzel is megkutattuk (44. ábra).

A Lobkowitz-telér uralkodóan É—D-i csapása az É-i csapásvágatban a telkibányai telérekre jellemző módon ÉÉNy—DDK és ÉÉK—DDNy-i csapású rész-szakaszokból tevődik össze. Ez a változó csapásfordulású szakaszosság különösen a vágat első részében feltűnő. Dőlése az É-i csapásvágatban változatlanul Ny-i, 61—72°.

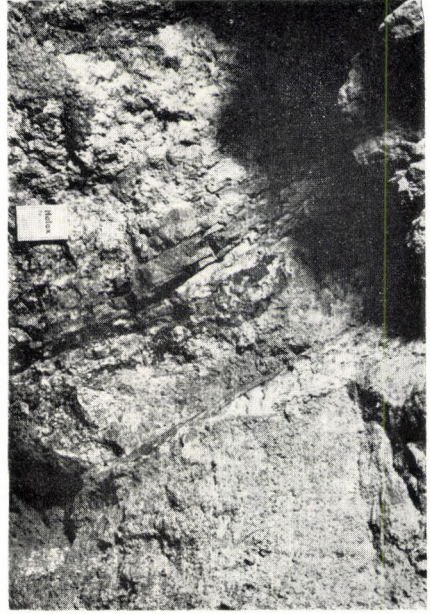
A keresztezésnél a 70 cm széles pirites telérben a csapásvágat 3 m-ében az agyagos kitöltés fedő felőli oldalán 30—40 cm vastag szfalerites, pirites, tömör érces lencse jelenik meg (XVIII. tábla). A telér összvastagsága itt az agyagos kitöltéssel együtt 90 cm. 4,5 m-nél a szfalerites-pirites lencse helyét szalagos, kvarcos, piritben gazdag, majd agyagos, kvarcfészkes pirites kitöltés foglalja el. Ez a szakasz a vágat főtéjén kitűnően követhető. Vastagsága 35—45 cm között változik. 28—30 m körül a kvarc mennyisége erősen lecsökken, a telér csak egy keskeny zsinór. 40—45 m között a telérkifejlődés még gyengébb, mindössze keskeny, szürke, agyagos, piritet alig tartalmazó vető vállap képviseli. 45 m után a Lobkowitz-telérismét 5—40 cm változó vastagságú, kitöltése agyagos, helyenként kvarcfészkes, pirithintéses, vagy piriterecskével behálózott (13. melléklet).

115 m-nél a telér 25 cm vastag, ebből a fekü felé 15 cm kvarcos, a fedő felé 10 cm okkeres, pirites, agyagos kitöltésű. Vastagsága a csapásvágat 115—125 m között is 25—50 cm (XVIII. tábla 3. felvétel). A fekü felé kvarcos, a fedő felé inkább okkeres. 125 m-nél dőlése Ny-i, 61°. 125 m-től kezdve a telér vastagsága 15—90 cm között változik, a telérkitöltés kvarcfészkes, pirites agyagos. 128—132 m között dúsán kvarcfészkes, pirites (XVIII. tábla 4. felvétel). A kvarcfészkek anyaga kékesszínű opalizáló kvarc. 128—131 m között a kvarcos anyag kalkopiritet, sőt a régi telkibányai bányászat területén először itt makroszkóposan is jól észlelhető ásványként galenitet is tartalmaz. A galenit, a kalkopirit kvarcos és vörös (cinópel jellegű) opálos telérkitöltésbe ágyazott. A kvarcos telér sejtes, üreges, kilúgzott.

135 m-nél a kékesszínű opálos kalcedonos fészkek eltűnnek és a telérkitöltés agyagos, vörösbarna májopálos beágyazásokkal. 136 m-nél a kvarcos,



1



2



3



4

opálos rész teljesen eltűnik és a telérkitöltés 150 m-ig zöld agyagos. 152 m-nél a zöld agyagban ismét kalcedonos limonit bevonatos lencsék jelentkeznek, és a telérből fakadó vízhozam is megemelkedik. 152 m-től a 170 m-es vájvégig a telérkitöltés lényegében változatlan kvarefészkes, agyagos, pirites. A Lobkowitz-telér mellékkőzete a csapásvágatban propilites piroxénandezit (andezitogén propilit). A telér fedő felőli oldalán a tektonikailag igénybevett részen piroxénandezit-pszeudoagglomerátum jelentkezik. Az É-i csapásvágat vájvége előtt néhány m-rel a propilites piroxénandezit kálitrachitba megy át (13. melléklet).

A Lobkowitz-telér ásványos kitöltését a következőkben jellemezhetjük: az ércásványok közül a piriten kívül szfalerit, kalkopirit, galenit, argentit, tetraedrit, pirargirit volt kimutatható.

Szfalerit. Az ércmikroszkópos vizsgálatok igazolták, hogy a szfalerit kiválását több szakaszú pirites ércesedés előzte meg. A pirit kiszorítása szfalerit által jól észlelhető. A szulfid ásványok keletkezését ismét elcsendesedő pirit-kiválás fejezte be. A szfalerit és a pirit ennek következtében egymással teljesen összeszővődve jelenik meg. Hozzájuk gyakran kalkopirit is társul. Az idiomorf pirit gélpirites szegéllyel, vagy anélkül, gyakran jelentkezik kalkopiritben, vagy kalkopirittal a szfaleritben. Más esetben az idiomorf pirit zárja magába a szfaleritet (l. a XIX., XX. és XXI. táblát). Az ércmikroszkópi vizsgálat szerint a szfaleritben nagy nagyítással mikroszkópikus zárványként kalkopirit mellett tetraedrit és argentit is kimutatható volt (l. XIX. és XXII. ábrát). Ezenkívül a belső reflexió erőssége szerint a szfaleritnek két generációját különíthetjük el.

38. TÁBLÁZAT

Szfalerit kémiai elemzési adatai

*Lobkowitz-telér. Csengőbánya 80-as szint
É-i csapásvágat 3 m*

Zn	=	60,25%
Cd	=	0,30%
S	=	32,10%
Sb	=	0,39%
Sn	=	0,10%
Cu	=	0,39%
As	=	0,10%
Mn	=	0,11%
Pb	=	0,81%
Fe	=	4,35%
In	=	0,03%
SiO ₂	=	0,23%
H ₂ O ⁻	=	0,01%
		99,17%

Elemző: DR. VÁNKY ILONA

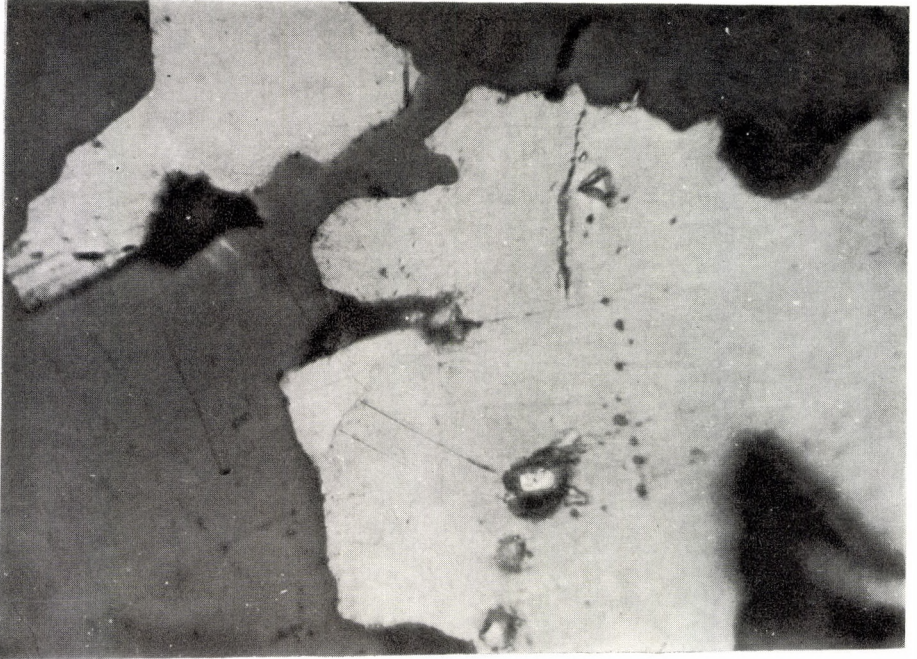
Au = 2,00 g/t, Ag = 52,00 g/t (Recki ércbánya laboratóriuma)

XVIII. tábla

1. Csengőbánya 80-as szint É-i csapásvágat, feltörés, Lobkowitz-telér szulfidos kitöltése.
2. Csengőbánya 80-as szint É-i csapásvágat 36 m, Lobkowitz-telér agyagos kitöltése, szulfidos kvareleneséssel (főte).
3. Csengőbánya 80-as szint É-i csapásvágat 117 m (főte), Lobkowitz-telér kvarcos, szulfidos, agyagos kitöltése (45 cm).
4. Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat 130 m Lobkowitz-telér szulfidos kitöltése (80 cm).



1



2

A szfalerit nyomelemei

Co	Ni	Ag	Cu	Cd	Ga	Sn	Pb	As	Sb	Bi
40	10	60	6000	4000	1500	250	10 000	2500	250	0 ppm
				Mo	Mn	In	Tl			
				0	160	160	25 ppm			

A kimutathatóság alatt maradt: Te, Hg, Ge.

A Lobkowitz-telér szfaleritje 2,00 g/t Au-t és 52,00 g/t Ag-t tartalmaz. A nyomelemek, különösen a Cd, Ga és In nagy mennyisége figyelemreméltó. A velük együtt jelentkező Sb és a nagymennyiségű Cu komplex szulfidok jelenlétére hívja fel a figyelmet. Mindezek az ércesedés további megítélése szempontjából is igen jelentősek.

Pirit. A szfalerit kiválását több szakaszú pirités ércesedés előzte meg. A pirit kiválása a szfalerittel váltakozva is követhető. Az idiomorf pirit gyakran szfalerit zárványokat tartalmaz (l. XX. tábla). A két ásvány mindig teljesen összefüggően jelenik meg. Az ércásványok kiválását elcsendesedő piritkiválás fejezte be. Az idiomorf pirit jellemző sajátossága a gyakran jelentkező gélpirités bontási szegély (l. a XIX., XXI. táblát). A gélpirit gumók alakjában a kalkopiritben is megjelenik.

39. TÁBLÁZAT

A pirit nyomelemzési adatai
Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-telér
É-i csapásvágat 3 m

Ni	Au	Ag	Cu	Zn	Ba	Pb	As	Sb	Mo	Mn
ny	?	ny	+	++	(ny)	+	(+)	(+)	?	(+)

A kimutathatóság alatt maradt: Co, Ge, Bi, Te, Zr, V, Cr.

Recki elemzési adatok szerint a pirit 3,30 g/t Au-t és 52,20 g/t Ag-t tartalmaz.

Kalkopirit. A kis mennyiségű kalkopirit a Lobkowitz-telér É-i csapásvágatának 3. méterében szfalerithez és pirithez kapcsolódik. Gyakran tartalmaz idiomorf piritet és gélpirit-gumókat. Az ércmikroszkópi vizsgálatok szerint mindig mint zárvány jelentkezik a szfaleritben. Szabad szemmel is jól észlelhető ásványos elegyrészként az É-i csapásvágat 130. méterében galenittel együtt jelenik meg. Az innen származó kalkopirit elemzési adatait a 40. táblázatban összesítettük.

XIX. tábla

Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-telér É-i csapásvágat 3 m.

1. Idiomorf pirit gélpirités bontási szegéllyel és gélpirit gumókkal kalkopiritben, az egész szfaleritben.

Nagyítás: 530×, II Nik.

2. Fakóérc (?) kalkopiritben, az egész szfaleritben.

Nagyítás: 530×, II Nik.

A kalkopirit elemzési adatai
Lobkowitz-telér, Csengőbánya 80-as szint,
É-i csapásvágat 130 m

Cu	=	37,68%
Fe	=	34,50%
S	=	22,49%
Sb	=	0,54%
Sn	=	0,00%
Zn	=	0,24%
Pb	=	0,98%
Bi	=	0,00%
Ca	=	0,00%
Mn	=	0,00%
SiO ₂	=	4,74%
		101,17%

Elemző: DR. VÁNKY ILONA

Nyomelemei

Au	Cu	Zn	Sn	Pb	As	Sb	Ti	Mn
+	u	+	?	+	(+)	+	?	(ny)

A kimutathatóság alatt maradt: Ge, Bi, Te, V, Cr, Mo.

Galenit. A galenit a Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szintű csapásvágatának 3 m-ében kis mennyiségben pirittel, szfalerittel és kalkopirittel együtt jelentkezik. Makroszkóposan is jól észlelhetően 128–130 m között kalkopirittel lép fel a kvarcos és a vörös színű „cinopeles” kovás telérkitöltésben (43. ábra). Ércmikroszkópi képe a XXIII. táblán.

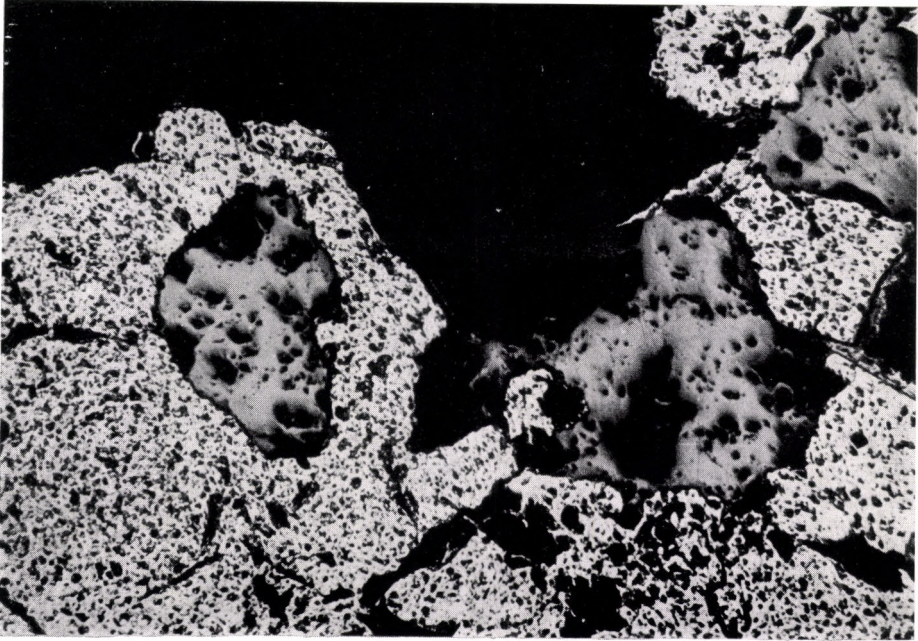
A galenit elemzési adatai
Lobkowitz-telér, Csengőbánya 80-as szint,
É-i csapásvágat 128–130 m

Pb	=	63,83%
S	=	9,50%
Fe	=	1,63%
Sb	=	0,58%
Cu	=	0,43%
Sn	=	0,00%
Mn	=	0,00%
Zn	=	11,59%
SiO ₂	=	8,63%
		96,19%

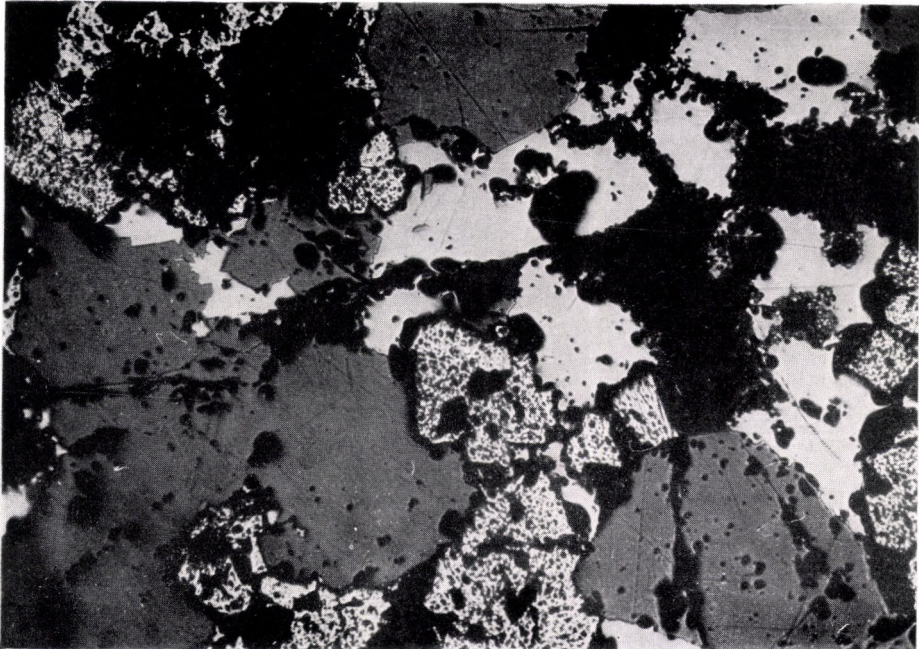
Elemző: DR. VÁNKY ILONA

XX. tábla

1. Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-akna 3,5 m. Szfaleritet körülzáró idiomorf pirít dús pirites telérkitöltésből. Nagyítás: 60×, II Nik. ▶
2. Csengőbánya, 80-as szint, Lobkowitz-akna 12,9 m. Idiomorf pirít kalkopirittel szfaleritben kvarcos, szulfidos telérkitöltésből. Nagyítás: 60×, II Nik.



1



2

A Lobkowitz-telér e szakaszából (128–130 m) vett érces kőzetminta nemesfém adatai: Au = 5,8 g/t, Ag = 64,0 g/t és nyomelemei.

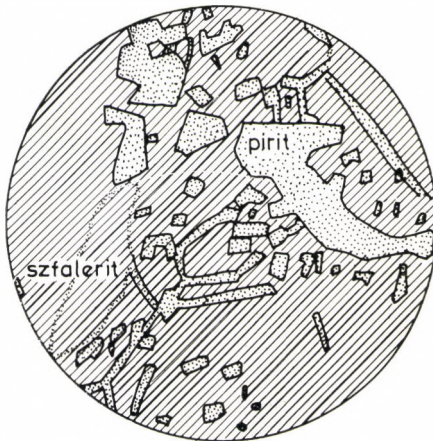
Nyomelemek

Co	Ni	Ag	Cu	Zn	Pb	As	Sb	Cr	Mn	Mo	Tl
6	10	16	400	1600	4000	10 000	1000	4	100	25	100 ppm

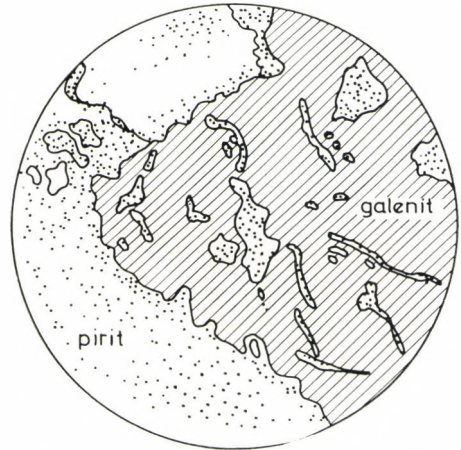
A kimutathatóság alatt maradt: Au, Cd, Bi, In.

A nem érces ásványok közül kvarc, májopál, vörös kova, s a DTA felvétel szerint (É-i csapásvágat 164 m) uralkodóan montmorillonit agyagásvány, kevés illit volt kimutatható. A telér kitöltés szövetét a 42. és 43. ábra tünteti fel.

Az irányvágatból hajtott D-i csapásvágatnak különösebb jelentősége nincs. A Lobkowitz-telér a keresztvezés után 10–20 cm-re keskenyedek el. Szalagos szerkezetű, agyagos kitöltésű, 4 m után a vágat K-i falán húzódik és kvarc-fészkeket is tartalmaz.



42 ábra. Lobkowitz-telér érces kitöltése (25×) É-i csapásvágat 3 m, Csengőbánya 80-as szint. Szfalerit, pirit összeshővdve jelentkeznek a kvarcos telérben

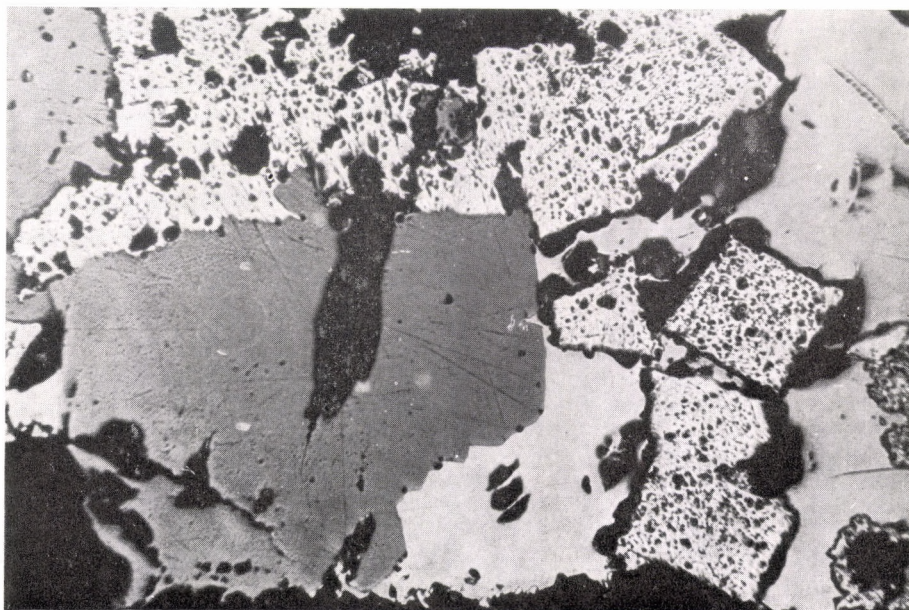


43 ábra. Lobkowitz-telér érces kitöltése (25×) É-i csapásvágat 130 m, Csengőbánya 80-as szint

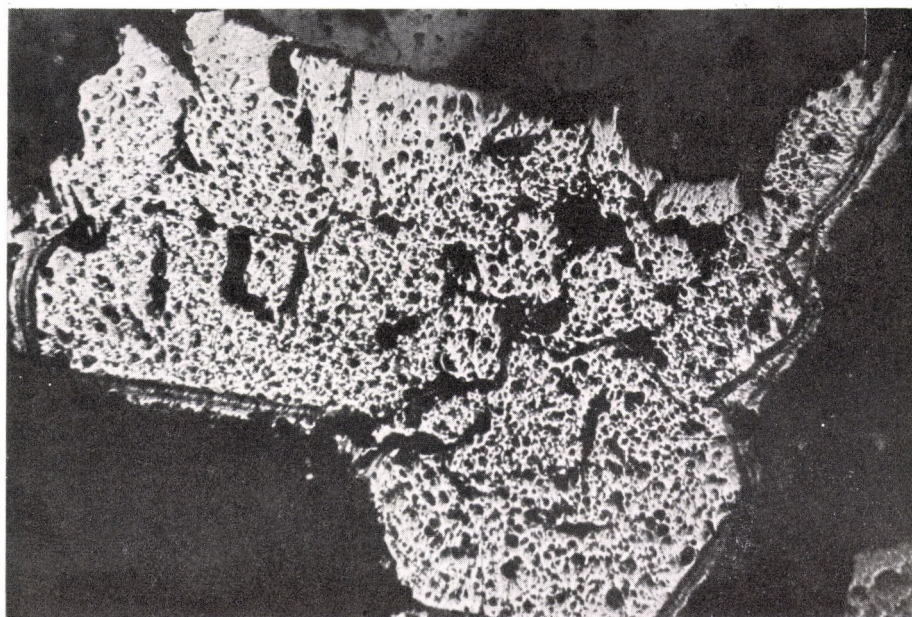
Feltörés a Lobkowitz-teléren: 1958-ban kerül sor a Lobkowitz-telér E-i csapásvágatában jelentkező szfalerites lencse feltöréssel való megkutatására (l. 44. ábrát). A feltörés a vágat K-i oldalán a telér fekéjében függőlegesen indult. A telért 4,2–4,3 m magasságban érte el. A telér dőlése itt $285^\circ/72^\circ$, kitöltése dúsan érces, a fedő felőli oldalon szfalerites, a feké felé kvarcos-pirités volt. (A feltörés 6 m-től kezdve dőlés irányában követte a telért.) 12 m magasságban a

XXI. tábla

1. Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-akna 12,9 m. Idiomorf pirit kalkopirittel szfalerithben szulfidús telérből. Nagyítás: 150×, II Nik.
2. Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-akna 3,5 m. Pirit gélpirités lebontási szegéllyel, szfalerit mellett. Nagyítás: 150×, II Nik.



1



2

szfalerites, pirites, kvarcos kitöltés gyakorlatilag kiékel, 14 m magasságban már csak 2–3 mm-es szemekben fordul elő a szfalerit és a pirit. A legdúsabb érces szakasz 4–5 m között jelentkezett. 14 m felett a telérkitöltés uralkodóan agyagos, kvarcfészkekkel. A mellékkőzet andezitogén propilit.

Kedvező elemzési adatok miatt a feltörés továbbfolytatására került sor, s 25 m-ben régi műveletre bukkantunk. Telérvastagság 15–20 m között 25–30 cm. Telérkitöltés általában szürke agyagos. 18 m-ben finom eloszlású ezüst-szulfidtól sötétszürkére színezett, agyagos, pirithintéses.

25 m-ben csapásmenti kihajtás történt mind É-i, mind D-i irányban. Az É-i 9 m-es vājvégén a telér 10 cm vastag vörösszínű agyagos zsinór. Az agyagos zsinór a vājvég előtt 3 m-re 15–20 cm vastag, a főtén húzódik. 6 m-nél 35 cm vastag (ebből 15 cm agyagos, 20 cm lilászvörös, pirithintéses, kovás kálitrachit).

A D-i csapásvágatban a telér 35–40 cm vastagságban a K-i fal mentén húzódik (ebből a fekü felé 5–15 cm agyagos, 20 cm kovás kálitrachit pirithintéssel), csak a 10 m-ben csap át a vágat Ny-i felére. A 11 m-es vājvégén is (l. 45. ábrát) a telér a vágat Ny-i szélén húzódik. Csapása 350° , dőlése $260/70^\circ$. Vastagsága 50 cm, ebből 20 cm a fekü felé fehér agyagos, 30 cm a fedő felé szürkés fekete argentites és piritzsinórokból áll (XV. tábla 2. felvétel). Utóbbiból vett rés minta adta bányászati kutatásaink területén telkibányai viszonylatban a legnagyobb ezüsttartalmat.

Au—11 g/t, Ag—990 g/t !!!

A vājvég telérkitöltésében diffraktométeres és DTA vizsgálat (46. ábra) sok kvarcot (50%), jelentős mennyiségű kevert szerkezetű montmorillonitot, adularit, kevés piritet és kaolinitet mutatott ki.

Rendkívül érdekes a mellékkőzet változása is. A Lobkowitz-telér csapásvágatában a feltörés első felében a mellékkőzet jellegzetes propilit, amely a feltörés 18 méterétől fokozatosan kálitrachitba megy át. Az említett kiugró nemesfém-tartalmat is kálitrachit kíséri.

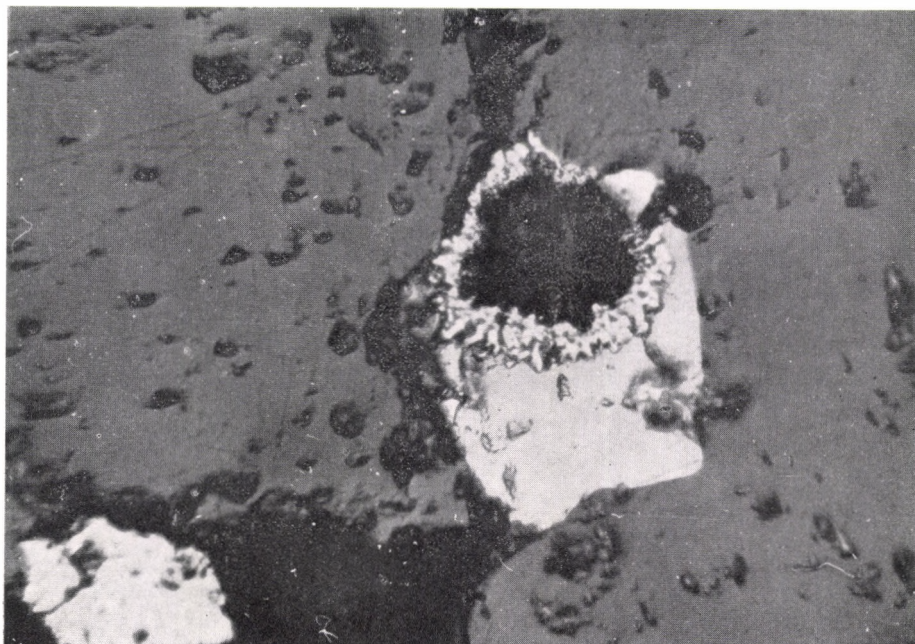
Akna a Lobkowitz-teléren, Csengőbánya 80-as szint; É-i csapásvágat 3 méteréből: 1958 őszén került sor a Lobkowitz-telér É-i csapásvágatának 3 m-ében jelentkező szfaleritdús lencse mélység felé való megkutatására (l. 44. ábrát). Ez a Lobkowitz-telér É-i csapásvágatából kiinduló 25 m-es aknával történt. Az aknát a telértől Ny-ra telepítettük. A telért az akna 3,5 m-ben az akna K-i falán érte el. A telér-dőlés itt is Ny-i, $288^\circ/72^\circ$. A szfaleritet a telérben több cm vastag pirit kíséri. A fekü felé kvarc jelentkezik, amelynek üregeit fekete színű kaolinos agyag töltötte ki. 10 m mélységben a kvarcos szfalerites telérben a szfaleritet ezüstös színű pirit kíséri. 12,9–14 m között a kvarcos telér 50–55 cm vastag, dúsan pirites, szfalerites. 14 m-től a szfalerit kimarad és 20 m-től a telérkitöltés pirites, kvarcos, 20,5 m körül a pirites, kvarcfészkes telérkitöltés agyagosabbá válik. 23 m-ben a telérdőlés Ny-i, $72-73^\circ$.

A 25 m-es akna telérének megkutatására az aknatalpon mind É-i, mind D-i irányban csapásmenti kihajtás történt.

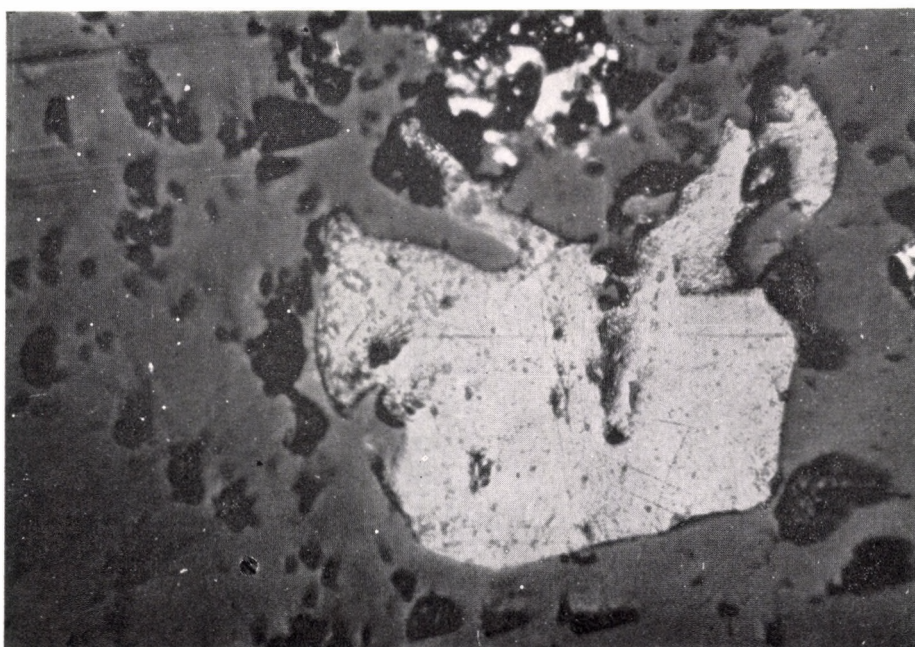
XXII. tábla

Csengőbánya, 80-as szint, Lobkowitz-telér É-i csapásvágat, feltörés 7,5 m. ►

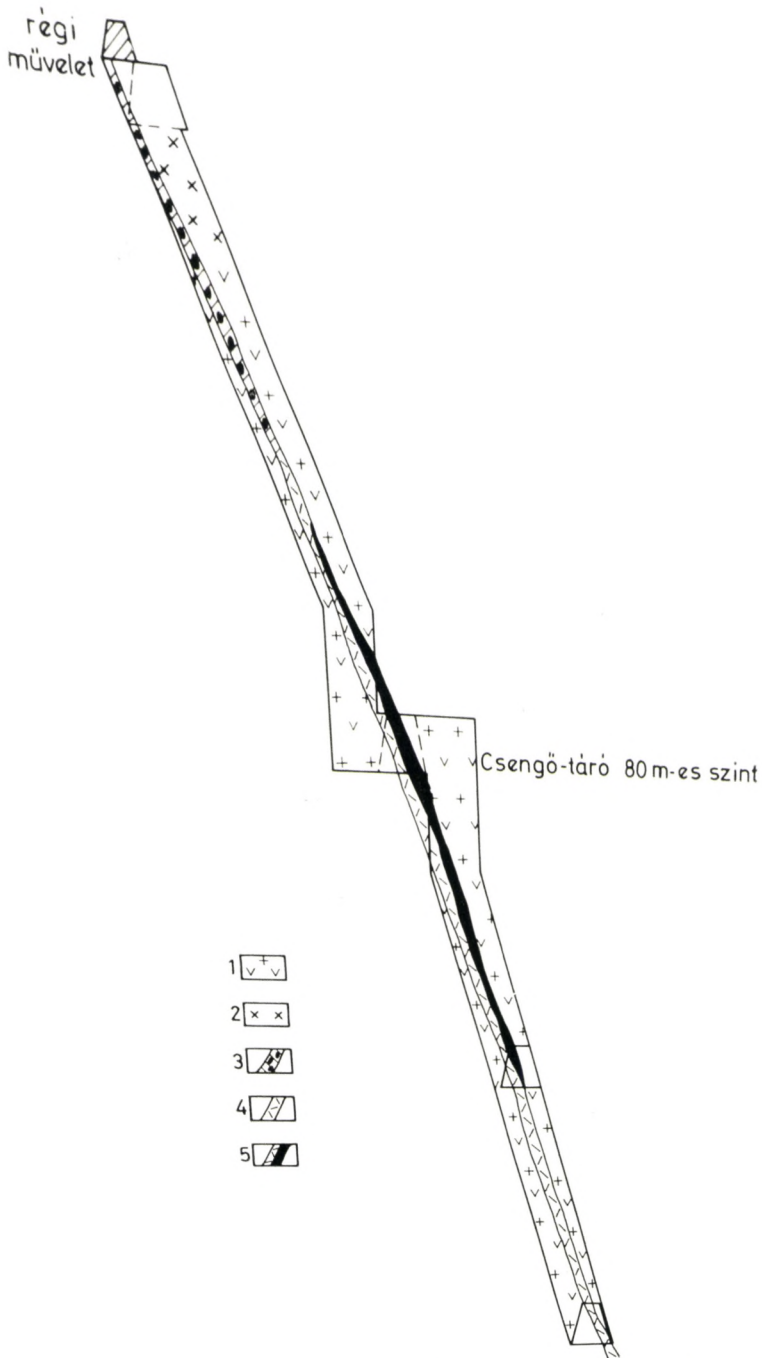
1. Kalkopirit és gélpirit szfaleritbe zárva dúsan érces telérből.
Nagyítás: 530×, II Ník.
2. Argentit (?) szfaleritben fenti szulfid dús telérből.
Nagyítás: 530×, II Ník.



1



2

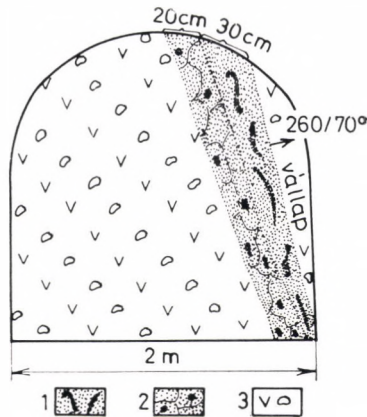


44. ábra. Lobkowitz-telér földtani szelvénye, $M = 1 : 300$

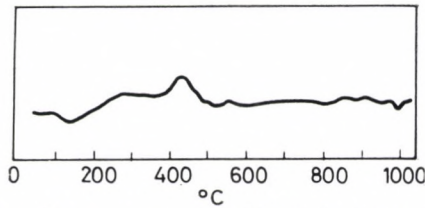
Jelmagyarázat: 1 – kloroandezit, andezitogén propilit, 2 – kálitrachit, 3 – agyagos, kvarcfészes telérkitöltés pirittel
 4 – kvarcos, pirités telér, 5 – szfalerit-lencse a kvarcos, pirités telérben

Az É-i csapásvágat hossza 6,3 m, iránya 41° . A telér 0–3,6 m-ig 35 cm vastag, kitöltése kvarcos, pirites. 3,6–4,5 m-ig 20–25 cm vastag, kitöltése kvarcos, agyagos, a vájvégig a kvarc teljesen eltűnik.

Az aknátólpon D-i irányban hajtott csapásvágat hossza 8,5 m, iránya $5,8$ m-ig 204° , 5,8 m-től 224° . A telér 0–2,5 m-ig 30 cm vastag, kitöltése kvarcos, gyengén pirites. 2,5 m után fokozatosan vastagodva 5,8 m-nél 100 cm vastag,



45. ábra. Lobkowitz-telér feltörés, szintes vágat, D-i vájvég, Csengőbánya 80-as szint
 Jelmagyarázat: 1 – fekete ezüstkorom piritzsinórokkal, 2 – agyagos pirites telérkitöltés mellékkőzet-darabokkal, 3 – kálitrachit-pseudoagglomerátum

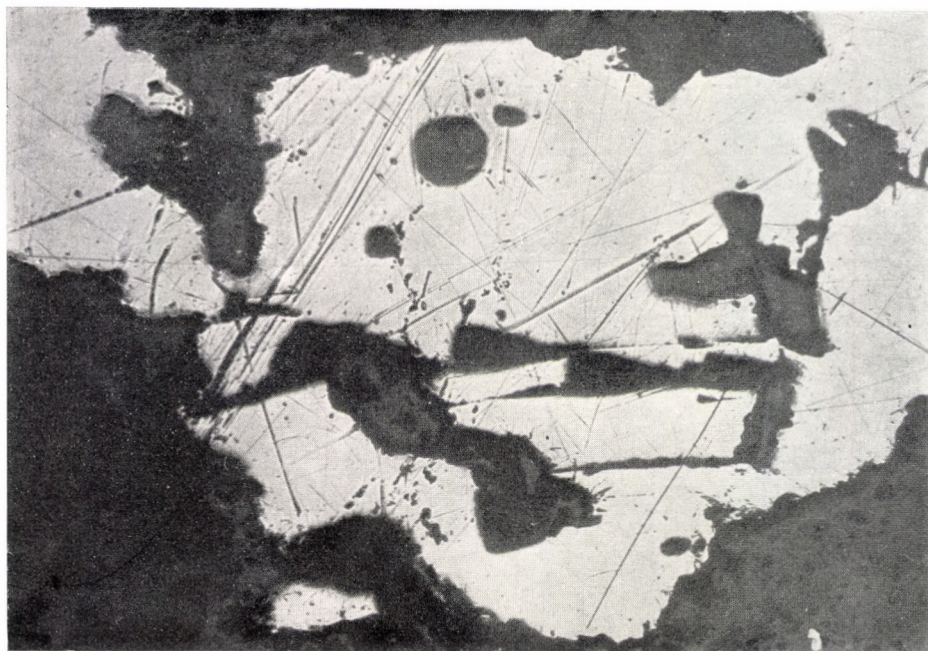


46. ábra. Érces, agyagos telérkitöltés DTA felvétele.
 Lobkowitz-telér, feltörés 25 m, Csengőbánya 80-as szint

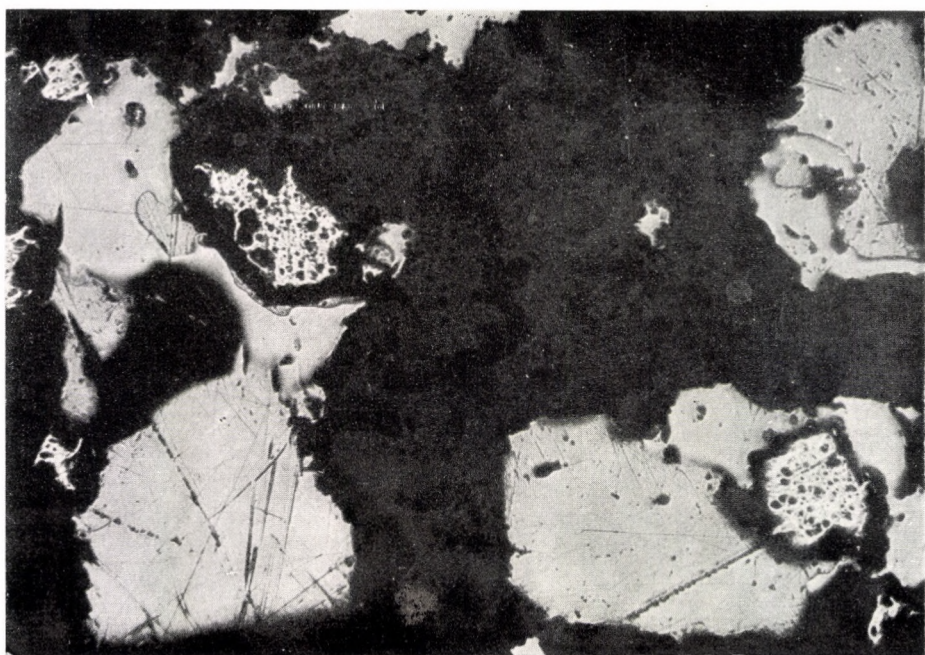
7,4–7,5 m között a vágat teljes szélességét foglalja el. 2,5–5,8 m között kitöltése kvarcos, hálózatosan pirites, középső része agyagos. 5,8–8,5 m között kitöltése kvarcos, dúsan pirites, sőt 7,4 m-nél szfalerites nyom is jelentkezett.

Az akna legdúsabb érces szakaszának megkutatására 13 m-ben 210° -os irányban 4,6 m-es csapásmenti vágatot hajtottak a szfalerites lencse kifejlődésének megkutatására. A 4,6 m-es vágatban követett telér vastagsága 2 m-ig 70 cm, 2 m-től 3,7 m-ig 60 cm, 3,7 m-nél két ágra szakad, 4,6 m-nél a két ág együttes szélessége 50 cm. A telérkitöltés 1,6 m-ig dúsan pirites, szfalerites, 1,6 m-nél a dúsan érces szfalerites lencse kiékel, és a pirit mennyisége a vájvég felé fokozatosan csökken. A telér kitöltése 1,6 m-től a vájvégig kvarcos, pirites. A telér dőlése változatlanul Ny-i, $68-70^\circ$.

A Lobkowitz-telér É-i csapásvágatában 130 m-ben galenit és kalkopirit egyidejű jelentkezésének helyén (l. XXIII. tábla) lemélyített 1,5 m-es aknácska csak kvarcos pirites telért tárt fel, melyben galenit és kalkopirit már nem volt kimutatható.



1



2

A telkibányai terület főtelerének, a Lobkowitz-telérnek, nemesfémvizsgálási értékeire már előre nagy várakozással tekintettünk.

A Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szintű csapásvágatában kapott (42. táblázat) viszonylag kis átlagos nemesfém-tartalom és a színes szulfidok kis mennyisége miatt azonban a Lobkowitz-telér e szintű átlagos fém-tartalma a várakozáson alul maradt. Kétségtelen azonban, hogy szakaszosan (a 164 m-es csapásvágatban 2 helyen) színesfém-szulfid feldúsulással találkozunk. A csapásvágat 3 m-ben jelentkező 1,5 m csapás hosszú szulfidos lencse csapásban mintegy 12 m-es, vertikálisan az általunk megvizsgált 50 m-ből, 40 m-en jelentős nemesfém-feldúsulást eredményezett. Maximális értékét feltörésünk felső végén érte el, s innen felfelé is kedvezőnek kellett lennie, hiszen elődeink pontosan e szintig hatoltak lefelé bányászkodásukkal.

Az említett csapásmenti feldúsulást a megkutatott szfalerites lencse körül a 42. táblázat első 6 elemzéséből számított átlagos kitűnően tükrözik:

$$\text{Au} = 3,31 \text{ g/t}, \text{Ag} = 147,53 \text{ g/t}.$$

Ezek a jó átlagok 12 m csapáshosszra vonatkoznak.

A 164 m-es hosszban megkutatott telérnek, a 42. táblázatban feltüntetett értékeiből jól megállapítható, hogy teljes csapáshosszra vonatkoztatva a nemesfém-tartalom kicsi, felső szintekhez képest csökkenő tendenciájú. A színes fémek átlaga is kicsi, mivel egyelőre csak lencsék, illetve lokális feldúsulások formájában jelennek meg. Egyedül a pirit, ill. a S-tartalom érdemel figyelmet. A S-tartalomnak a vasnál nagyobb értéke mind a teljes csapásvágatban, mind a szfalerites lencsékben világosan bizonyítja, hogy az András-telér Ferdinánd-altárói szintjétől eltérően az oxidáció egészen alárendelt, szulfidok alig oxidálódnak, másodlagos, oxidációs ásványok nem képződnek.

Az egész telkibányai kutatás szempontjából alapvető elvi jelentőségű elemzési értékeket kaptunk a Lobkowitz-telérnek a Csengőbányai 80-as szintjéről feltöréssel és aknával történt 50 m-es dőlés menti megkutatásának résmin-táiból (43., 44., 45. és 46. táblázat).

Ha a Lobkowitz-telér dőlés mentén vett résmin-táinak elemzési adatainak végigtekintünk, a következőket állapíthatjuk meg.

Nemesfém-tartalom szempontjából a Csengőbánya 80-as szintje mintegy határt képvisel. E fölött a feltörésben és a feltörés 25 m-én hajtott csapásvágatokban a nemesfém, de különösen az Ag-tartalom értéke jó és fokozatosan emelkedő. A legkiemelkedőbb Ag-tartalmak bányászati kutatásaink során a feltörésben jelentkeztek. (Az Ag-nak ilyen mértékű feldúsulásáról addig csak irodalmi adatokból, az András-telérnek a régi IV. termelési szintjéről volt tudomásunk.) A nemesfém-tartalom növekedésével párhuzamosan azonban a színes szulfidok mennyisége 17–18 m között egészen lecsökken, s a feltörés 25 m-es szintű vágatában is csak egy helyen mutat ($\text{Zn} = 0,95\%$) figyelemreméltó értéket.

A Csengőbánya 80-as szintről lefelé haladva a nemesfém-tartalom fokozatosan csökken, bár figyelemreméltó értékek még itt is jelentkeznek ($\text{Au} = 2,60 \text{ g/t}$

XXIII. tábla

Csengőbánya 80-as szint, Lobkowitz-telér É-i csapásvágat 128–130 m.

1. Galenit vázkristály kvarcfészkes, szulfidús telérből.

Nagyítás: $90\times$, II Nik.

2. Kalkopiritet magabazáró galenit és pirit.

Nagyítás: $90\times$, II Nik.

A Lobkowitz-telér É-i csapásvágatából szedett részminták elemzési adatai a Csengőbánya 80-as szinten

Sorszám	Helye	Vas- tagsága cm	Minősége	Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %
1.	70 m. p.-tól	5	Szfalerites pirites	1,20	97,00	20,74	27,45	0,33	14,12	0,54
2.	É-i vágat 4 m	30	Kvarcos, pirites, szfalerites	0,62	11,20	8,08	9,20	∅	0,04	0,10
3.	É-i vágat 6 m	35	Kvarcos, pirites, szfalerites	2,34	84,65	9,09	10,90	∅	0,03	0,06
4.	70 m. p.-tól 3,7 m	15	Szfalerites, pirites, kvarcos	6,80	428,30	17,97	20,20	9,15	2,41	0,15
5.	É-i vágat 9 m	45	Kvarcos	4,60	143,00	10,00	12,50	ny	0,44	0,07
6.	É-i vágat 12 m	30	Kvarcos	3,40	121,00	12,20	15,00	0,03	0,07	0,18
7.	É-i vágat 15 m	30	Kvarcos, agyagos	ny	26,00	8,20	9,02	0,13	0,22	0,07
8.	É-i vágat 18 m	40	Kvarcos, agyagos	ny	26,00	5,34	5,18	ny	0,03	0,05
9.	É-i vágat 24 m	30	Agyagos, kvarcos, kissé pirites	1,30	44,00	7,10	6,53	ny	ny	0,05
10.	71 m. p.-tól 6 m	16	Agyagos, kissé pirites	0,74	72,80	4,06	4,06	ny	0,06	0,04
11.	É-i vágat 27 m	22	Agyagos, kvarcos, kissé pirites	∅	∅	4,36	4,72	ny	ny	0,05
12.	72 m. p.-tól 4 m	15	Agyagos, kevés pirittel	∅	16,00	3,61	3,06	∅	ny	0,05
13.	72 m. p.-tól 1 m	48	Kvarcos, pirites, kissé agyagos	∅	∅	3,84	3,12	ny	ny	0,10
14.	72 m. p.-tól 2 m	52	Agyagos, kevés pirittel	∅	12,00	4,40	3,10	0,02	ny	0,02
15.	72 m. p.-tól 5 m	26	Kovács, agyagos, kevés pirittel	∅	∅	11,25	9,52	0,05	0,05	0,07
16.	72 m. p.-tól 8 m	29	Agyagos, gyengén kovás, kissé pirites	∅	18,00	5,00	5,88	∅	ny	0,03
17.	É-i vágat 45 m	72	Zöldes, agyagos, kvarcos	∅	∅	4,90	3,38	ny	ny	0,03
18.	72 m. p.-tól 11 m	48	Agyagos, propilit darabokkal	∅	11,00	5,72	4,02	ny	ny	0,02
19.	É-i vágat 59 m	50	Vöröses, zöldes, agyagos	∅	15,00	4,21	0,70	ny	∅	0,02
20.	72 m. p.-tól 39 m	18	Agyagos, pirites	ny	30,40	4,10	—	ny	ny	0,02
21.	72 m. p.-tól 48 m	5	Agyagos, pirites	ny	30,10	3,80	—	ny	∅	∅
22.	72 m. p.-tól 57 m	8	Agyagos, pirites	ny	25,70	4,63	—	ny	∅	∅
23.	72 m. p.-tól 66 m	9	Agyagos, pirites	ny	22,30	5,03	—	ny	∅	ny
24.	82 m. p.-tól 10,5 m	22	Agyagos	ny	27,00	3,41	0,57	—	—	0,04
25.	72 m. p.-tól 75 m	10	Agyagos, pirites	0,10	26,29	3,83	—	ny	∅	ny
26.	72 m. p.-tól 85 m	6	Agyagos, kissé pirites	ny	30,00	2,80	—	∅	∅	ny
27.	72 m. p.-tól 85 m	32	Pirites, kvarcos, agyagos	ny	27,10	4,65	—	∅	∅	ny
28.	72 m. p.-tól 94 m	68	Pirites, kvarcos, agyagos	∅	1,20	4,99	—	0,04	0,06	0,05
29.	72 m. p.-tól 97 m	70	Pirites, kvarcos, agyagos	ny	13,30	5,92	—	0,16	0,13	0,18
30.	72 m. p.-tól 403 m	92	Kvarcos, pirites, agyagos	∅	8,90	5,89	—	0,05	0,03	0,11
31.	72 m. p.-tól 113 m	15	Pirites, agyagos	∅	7,30	5,14	—	ny	∅	ny
	Átlagvastagság:	32	Súlyozott átlag:	0,66	45,02	6,38	4,93	0,32	0,55	0,06

Lobkowitz-telér dőlésmentén szedett résmintáinak elemzési adatai a Csengőbánya 80-as szintjéről hajtott 25 m-es feltörésben

Sor-szám	Hely	Vas-tagság cm	Minősége	Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %
1.	Feltörés 3 m	11	Szferites, pirites, kvarcos	20,20	19,50	25,66	33,48	0,47	15,10	3,00
2.	Feltörés 6 m	32	Agyagos, kvarcos, pirites	1,14	86,00	5,72	6,00	ny	0,16	0,05
3.	Feltörés 9 m	24	Agyagos, kvarcos, pirites	3,40	304,80	5,26	5,33	0,10	0,60	0,06
4.	Feltörés 12 m	21	Kvarcos, agyagos, pirites, nyomokban szferites	2,77	101,20	6,36	6,85	0,10	0,24	0,08
5.	Feltörés 15 m	16	Kvarcos, gyengén pirites	3,10	120,85	6,14	6,20	0,17	0,30	0,10
6.	Feltörés 15 m	10	Szürke agyag, pirithintéssel	2,85	40,30	—	3,70	∅	0,06	ny
7.	Feltörés 18 m	30	Szürke agyag, pirithintéssel	7,06	127,90	—	7,50	ny	0,06	∅
8.	Feltörés 21 m	25	Szürke agyag, pirithintéssel	2,05	47,70	—	7,10	∅	ny	ny
9.	Feltörés 24 m	14	Szürkésfekete, pirites agyag	0,25	45,50	—	5,15	∅	ny	∅
Átlagvastagság:		20	Súlyozott átlag:	2,86	111,39	7,92	7,88	0,07	1,08	0,21

Lobkowitz-telér résmintáinak elemzési adatai a Csengőbánya 80-as szintjéről hajtott feltörés 25 méterének csapásvágatából

Sor-szám	Hely	Vas-tagság cm	Minősége	Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %
1.	É-i vágat, vájvég 9 m	5	Szürke, kemény, pirites	0,40	42,10	—	2,76	∅	∅	∅
2.	É-i vágat 6 m	10	Szürke, kemény, pirites	0,20	2,00	—	2,40	∅	∅	∅
3.	É-i vágat 3,50 m	20	Szürke, agyagos, pirites	0,60	54,30	—	2,43	ny	∅	ny
4.	D-i vágat 2 m	5	Szürke, agyagos, dúsan pirites	10,30	996,70	—	10,60	ny	0,95	0,19
5.	D-i vágat 5 m	10	Szürke, pirites	5,22	361,00	—	9,76	∅	0,12	0,10
6.	D-i vágat 7 m	6	Feketésszürke, pirites	1,70	115,70	—	5,08	∅	0,12	0,02
7.	D-i vágat 11 m	30	Sötétszürke, pirites összetöredezett közetdarabokkal	0,20	3,70	—	4,80	∅	∅	ny
8.	D-i vágat, vájvég	15	Szürke, agyagos pirites	0,60	4,00	—	6,00	∅	∅	∅
Átlagvastagság:		13	Súlyozott átlag:	1,43	106,68	—	5,06	±	0,07	0,02

Lobkowitz-telérből szedett részminták elemzési adatai a Csengőbánya 80-as szintjéről hajtott 2,5 m-es aknából

Sor- szám	Hely	Vas- tagság cm	Minősége	Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %
18.	Akna 3 m	26	Kvarcos, pirites, kevés szfalerittel	0,30	16,60	12,56	14,70	0,15	0,15	2,35
19.	Akna 6 m	11	Agyagos, pirites	1,00	102,00	10,82	11,85	ny	1,62	—
20.	Akna 9 m	65	Pirites, szfalerites	0,07	28,30	26,20	32,90	0,20	8,79	—
21.	Akna 11 m	24	Agyagos, pirites	1,80	125,60	11,60	13,25	ny	1,93	—
22.	Akna 12 m	30	Szfalerites, kvarcos, pirites	0,20	29,80	21,31	—	0,02	3,82	—
23.	Akna 13 m	61	Pirites, kvarcos	∅	6,10	5,05	—	ny	0,82	—
24.	Akna 13 m	22	Kissé agyagos, kevés szfalerittel	ny	11,50	4,05	—	0,04	0,13	—
25.	Akna 13 m	25	Kissé agyagos, kevés szfalerittel	∅	9,00	4,80	—	0,04	0,10	—
26.	Akna 15 m	8	Gyengén pirites, agyagos	2,60	177,70	12,40	—	0,04	1,37	—
27.	Akna 18 m	19	Agyagos, pirites	1,00	99,80	9,91	—	0,08	0,29	—
28.	Akna 21 m	32	Agyagos, pirites	0,40	47,60	6,08	—	ny	ny	—
Átlagvastagság:		29	Súlyozott átlag:	0,39	30,22	12,58	23,56	0,06	2,73	0,20

Lobkowitz-telér, Csengőbánya 80-as szintű aknájának aknatalpi vízszintes vágataiból szedett részminták elemzési adatai

Sor- szám	Hely	Vas- tagság cm	Minősége	Au g/t	Ag g/t	Fe %	Pb %	Zn %	Cu %
29.	Akna 24 m, D-i vágat vájvég 9 m	192	Pirites, kvarcos, kissé agyagos, kevés szfalerittel	∅	17,50	9,94	0,23	1,08	0,04
30.	Akna 24 m, D-i vágat vájvég 6,8 m	95	Pirites, kvarcos, agyagos	ny	8,40	1,87	∅	ny	0,03
31.	Akna 24 m, D-i vágat vájvég 3 m	42	Pirites, kvarcos, agyagos	0,39	81,90	5,95	0,13	0,32	0,04
32.	Akna 24 m, É-i vágat vájvég 1 m	40	Kvarcos, agyagos, kevés pirittel	ny	9,20	3,21	0,05	ny	ny

Ag = 177,70 g/t stb.). Az aknában a színesfém-tartalom a szfalerites lencse kitérésénél 15 m-ben ugyan lecsökken, de teljesen nem tűnik el, s az aknátalp D-i vágatában a Zn ismét figyelemreméltó értékkel (Zn = 1,08%) jelentkezik.

A 25 m-es feltörés a telkibányai Ag-feldúsulás optimumának határa. A feltörés felső vége a régi bányászokodás vágatába jutott. Elődeink bányászati termelésük során lejttek az Au-nak még kedvező, s egyben az Ag-nak legkedvezőbb szintjéig, s annak csökkenésével a bányászokodással fel is hagytak. A Csengőbánya 80-as szintje már a nemesfém-tartalom csökkenését jelenti, nemesfém szempontjából „steril öv”. Hogy mennyi ennek a steril övnek a vastagsága, azt a kutatásunk nem döntötte el, csak annyit tudunk, hogy a 80-as szinten Telkibányán először, lencses feldúsulásban színes fémszulfidok is megjelentek.

A Lobkowitz-telér tehát igazolta, hogy Telkibányán is megvan a színes fémszulfidos öv primér kifejlődésben. A Csengőbánya 80-as szinten az Au a színes fémszulfidokat kísérő pirithez kötött.

A telérkitöltés és az érc-tartalom változásait a Lobkowitz-telér dőlésmenti kifejlődésében a 47. táblázat kitűnően tükrözi.

47. TÁBLÁZAT

A Lobkowitz-telér fémtartalmának és nemesfém arányának függőleges változása

Hely	Tszf m	Minták száma	Fém-tartalom súlyozott átlaga							
			Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %	Au : Ag
Mária-tározó csapásvágat	510	4	0,48	10,89	2,36	0,04	—	—	—	1 : 23
Teréz-tározó É-i és D-i csapásvágat	414	3	0,45	58,3	5,78	1,18	—	—	—	1 : 130
Csengőbánya 80-as szint feltörés szintes	363	8	1,43	106,68	—	5,06	∅	0,07	0,02	1 : 75
Csengőbánya 80-as szint É-i csapásvágat	340	37	0,61	32,36	6,16	6,32	0,03	0,16	0,07	1 : 53
Csengőbánya 80-as szint aknátalp szintes	315	4	—	—	6,68	—	0,14	0,60	0,03	

Az Au : Ag arány a 420—340 m-es szint között az Ag javára tolódik el, majd a nemesfém-tartalom fokozatos csökkenésével, a színesfém szulfidos lencsék megjelenésével egyidejűleg az átlagos színesfém-tartalom is nő.

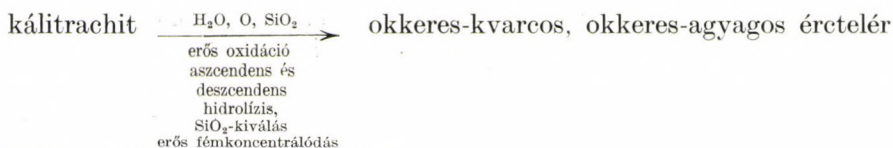
Ha a nemesfémek függőleges változásának nyomonkísérése után a nyomelem-tartalmat is mérlegeljük, a következőket állapíthatjuk meg:

A Zn, Pb, Cd, As, Sb nyomelem-tartalom változása a vizsgált 130 m-es csapáshosszban és a közel 50 m szintközben különösebb törvényszerűséget nem árul el, s a színesfém-dúsulás mértékével egyenesen arányos. A Cd mennyisége a Lobkowitz-telér Csengőbánya szinti szfaleritjében (VÁNKY ILONA elemzési adatai szerint) 0,30%, az In 0,03%. Külön ki kell emelnünk a Csengőbánya 80-as szintről származó szfalerit jelentős Ga tartalmát. A Ferdinánd-altárhoz hasonlóan az In vonalai is intenzívek.

Ge a telkibányai ércekben csaknem teljesen hiányzik. Ez annál meglepőbb, mert a hidrotermális telepek szfaleritjei, különösen a kisebb hőmérsékletűek, ha kis mennyiségben is, de tartalmaznak Ge-t.

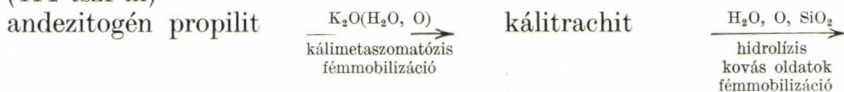
Rendkívül érdekes a Lobkowitz-telér mellékkőzetének változása. A Mária-táróban és a Teréz-táróban kálitrachit, a Csengőbánya 80-as szintjén uralkodólag propilites piroxénandezit, mely É-felé fokozatosan kálitrachitba megy át. A propilites piroxénandezitnek ugyanilyen fokozatos átmenete figyelhető meg a 80-asszintről a szulfidos lencse mentén hajtott feltörés 18 méterében. A Lobkowitz-telér mindezek miatt a kálitrachitképződés (kálimetaszomatózis) és az ércesedés kapcsolatának tisztázásához a leglényegesebb adatokat nyújtotta. Érces kitöltésének kialakulását logikusan vezethetjük le mindhárom szinten a petrometallogenetikai fejlődés utolsó fázisaként.

Mária-táró
(510 tszf m)



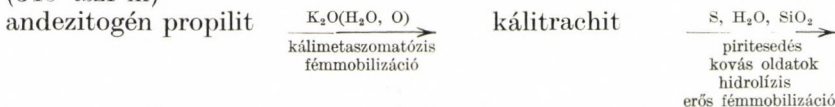
jelentős nemesfém-tartalommal.

Teréz-táró
(414 tszf m)



okkeres-kvarcos, agyagos ércotelér kis nemesfém-tartalommal.

Csengőbánya 80-as szint
(340 tszf m)



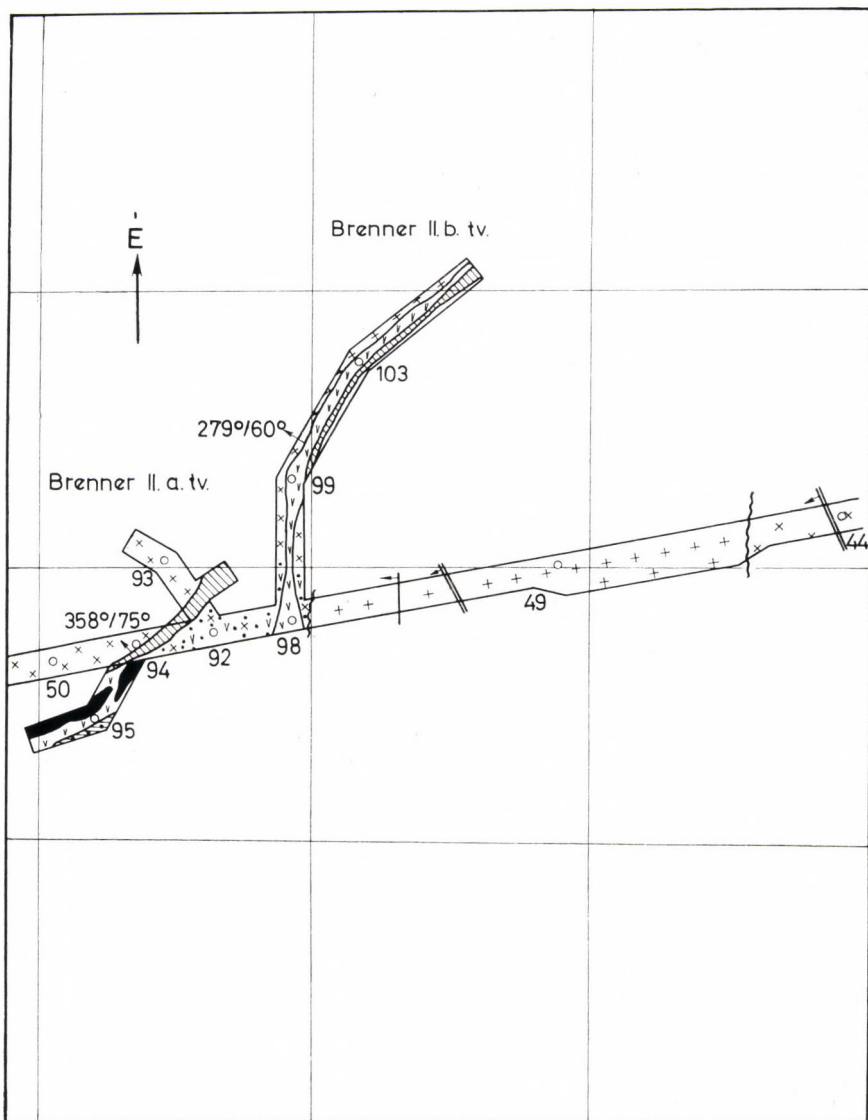
kvarcos-pirites, agyagos-pirites ércotelér színes szulfidos ércelensékekkel.

Kovás, pirites zónák

Jellemző az ide tartozó Kánya-hegyi ún. telérekre, hogy a mellékkőzettől éles vállalappal nem különülnek el. Nem teléres hasadékok, hanem kolloid-pirittől szürkére színezett kovás zónák, amelyeket jelentős pirit- és kis nemesfém-tartalom jellemez. Ilyenek az ún. Brenner-telérek, amelyekre csak kevés adatunk van. A Lipter-féle térkép és LIFFA (1955) említi őket. Feltárásuk a Kánya-hegy D-i oldalán fekvő Fleischer-táróból történt. A Mária-táróban a Jószerencsét- és Jupiter-telér között már nem észlelhetők. Ezzel szemben a Csengőbánya 80-as szinten hajtott irányvágat (l. a 6. térképmellékletet) mindkét Brenner-telért harántolta, sőt rövid csapásmenti feltárásukra is sor került. Ennek alapján röviden a következőkben jellemezzük őket.

Brenner II. telér

A Brenner II. telér a csengőbányai aknától 105 m-re húzódik (tszf 337 m). Az irányvágat és a telér kereszteződésénél a Brenner II. telér, ill. kovás zónája 140 cm vastag, kovás, agyagos, dús pirites hintéssel. „Mellékkőzete” szulfó-



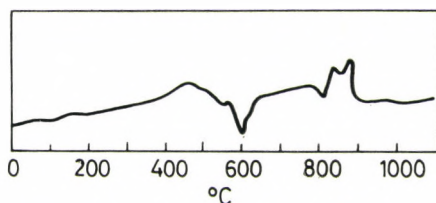
14. melléklet. Csengőbánya, 80 m-es szint, Brenner II-telérvágat bányaföldtani térképe
M = 1 : 550

Jelmagyarázat: 1 – amfibolos piroxénortoandezit, 2 – kálitrachit, 3 – szilikoszulfokálitrachit, 4 – sötétszürke kovás telérkitöltés piritszínórokkal, 5 – pirithintéses, kvarcos telérkitöltés, 6 – agyagos, kvarcfészes telérkitöltés pirittel, 7 – agyagos telérkitöltés pirittel, 8 – agyagos, pirites zsinór, 9 – nem éles közethatár

szilikokálitrachit. Az irányvágat és a telér kereszteződésénél a „telér” csapása csaknem É-i, dőlése Ny-i 60°.

Az É-i csapásvágat, ill. a követett kovás, pirites hasadék iránya 10 m-ig 9°, 10–15 m között 24°, 15–30 m között 49°, dőlés végig Ny-i 55–60°. Az uralkodóan kovás, pirites hasadékkitöltés, amely az É-i csapásvágatban fokozatosan elvékonyodik, 10,7 m-nél ismét 170 cm-re szélesedik ki (l. a 14. mellékletet). A kitöltésből 20 cm (K-i falon) agyagos, 150 cm erősen kovás, pirithintéses. A telér szélén megjelenő agyagos pirit a kovás rész rovására fokozatosan 50 cm-re szélesedik ki. A 30,8 m-es vājvégén a telérvastagság 160 cm, ebből a fedő felé 60 cm kovás, pirites, 1 m a fekü felé szürke, agyagos. A dőlés változatlanul Ny-i 56°.

A Brenner II. telér zónájában jelentkező ásványos kitöltés legjellemzőbb ásványa a pirit, kevés kvarccal. Az agyagos telérkitöltés (vetőkéreg) iszapolt



47. ábra. Agyagos telérkitöltés (vetőkéreg) DTA felvétele, Brenner II. telér csapásvágat Csengőbánya 80-as szinten

anyagában a DTA vizsgálat (47. ábra) uralkodóan kloritot, kevés illites, montmorillonitos agyagásványt mutatott ki. A résminták elemzési adatai is a Brenner II. telér zónájának nemesfém szegénységét igazolják. (Au általában < 0,20, Ag 3–40 ppm). Figyelmét érdemlő nemesfém-tartalom csak a dús, pirites, kovás ércesedés mentén hajtott D-i csapásvágatban jelentkezik (48. táblázat).

48. TÁBLÁZAT

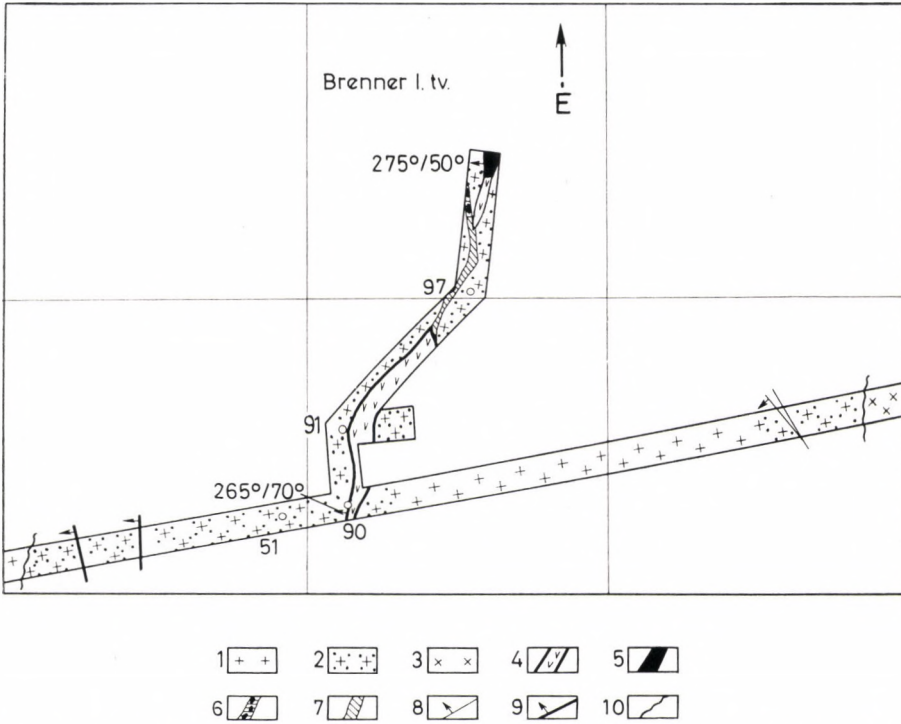
Brenner II. telér elemzési adatai a D-i csapásvágatban a Csengőbánya 80-as szinten

A telér			Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Pb %	Zn %	Cu %
helye m	vas- tagsága cm	minősége							
2,1	30	Kovás-pirites	0,10	3,15	3,97	3,22	0,05	0,06	0,05
5,5	44	Kovás-pirites	1,06	74,06	3,00	2,27	0,05	0,09	0,06
8,0	130	Kovás-pirites	2,13	94,00	2,58	2,18	0,03	0,06	0,04

A kovásodás és piritesedés két főcsapásától Ny-ra és K-re, az irányvágat falából is vettünk 3 m-es résmintákat. Ezek elemzési adatai egészen kis nemesfém-tartalmúak, igazolva a már az András-telérnél megállapítottakat, hogy a nehézfém mobilizáció és felhalmozódás a hasadékokban a legintenzívebb, a teléres hasadékoktól távolodva a nemesfém-tartalom erősen csökken.

Brenner I. telér

A Brenner I. telért (tszf 337 m) Ny-i dőlés és jelentős mértékű, széles övre kiterjedő kvarcosodás, illetve kovásodás jellemzi. A Brenner I. telér tulajdonképpen egy szélesebb kovás öv, változó vastagságú kovás, pirites része (15. melléklet).



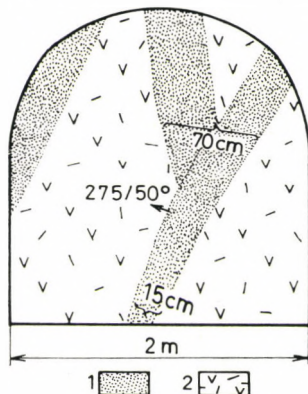
15. melléklet. Csengőbánya 80 m-es szint, Brenner I-telérvágat bányaföldtani térképe.
M = 1 : 400

Jelmagyarázat: 1 – amfibolos piroxénortoandezit, 2 – hidroandezit, 3 – kálitracit, 4 – sötétszürke, kovás telérkitöltés piritszínórokkal, 5 – pirithintéses, kvarcos telérkitöltés, 6 – agyagos, kvarcfészkes telérkitöltés pirittel, 7 – agyagos telérkitöltés pirittel, 8 – agyagos, pirites zsinór, 9 – kvarcos, pirites zsinór, 10 – nem éles kőzethatár

Az É-i 30 m-es csapásvágatban a telér vastagsága: 0–4,0 m-ig 20–25 cm, 4 m-ben 1,20 m-re szélesedik ki. Majd fokozatosan vékonyodva 11 m-nél vastagsága 30–40 cm. Az irányvágatban harántolt kovás telérkitöltés 12 m-nél agyagossá válik. Az agyagos kitöltésben a vágat Ny-i szélén több összefüggő kovás-pirites zsinór húzódik. 23 m-nél az összefüggő pirites zsinórokból álló telér 2 ágra oszlik. Az egyik a Ny-i oldalfalban, a másik a főtén húzódik. Utóbbi a 23,0 m-től a 30,3 m-es vájvégig 20 cm-ről 70 cm-re szélesedik ki. Mindkét ág erősen kvarcos, kolloid pirittől feketére festett és a mellékkőzettől élesen elkülönül (48. ábra), (XV. tábla, 3. felvétel). A telér csapásiránya a vágat 29 méterében 5°, dőlése Ny-i 50°. A telért kísérő „mellékkőzet” hidroandezit.

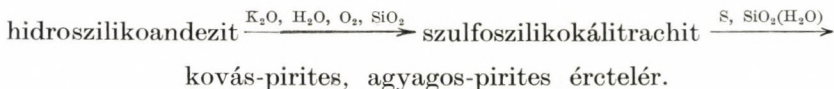
A Brenner I. telér legjellemzőbb ásványa a pirit, amely 2 generációban jelentkezik. Az egyik egy szabad szemmel is jól látható kristályos pirit, a másik

a kvarcot szürkére színező kolloid festőanyag. A szürke agyagos telérkitöltés ásványa montmorillonit, illit.



48. ábra. Brenner I. telér, É-i vājvég, Csengőbánya 80-as szint
Jelmagyarázat: 1 – kovás, pirités telérkitöltés, 2 – szilikokálitrachit

A Brenner II. és Brenner I. telér petrometallogenetikai fejlődése



Kvarcos-okkeres, agyagos-okkeres telér jól kivehető vállappal

A Kánya-hegy ÉK-i oldalán fekvő Zsófia-telért az 535 tszf m magasságban fekvő Zsófia-táró tárja fel. A Zsófia-telér itt közel 500 m csapáshosszúságban ismert. Sajnálatosan más feltárásból nem ismerjük, így mélységi kifejlődésére nincs adatunk.

A Zsófia-telérre a *Lipter*-féle bányatérképtől eltekintve, az első részletes adatokat WENDEBORN szakértői jelentésében találjuk (1905). PÁLFY is foglalkozik vele (1927), majd mindezeket az adatokat LIFFA (1955) összesíti.

A Zsófia-táró 240°-os irányban, K-ról Ny felé hatol be a Kánya-hegy belsőjébe. A táró hidroandezitet, kálitrachitot, hidrotrachitot, amfibolos piroxéndandezitet harántolva, 75 m-ben éri el a Zsófia-telért. A Zsófia-telér csapásiránya 350–170°. A behatoló tárótól É és D-i irányú csapásvágat tárja fel. A *Lipter*-féle bányatérkép szerint D-i irányban a csapásvágat hosszúsága 480 m. Bányászati kutatásaink során 367,0 m-ig sikerült az előrehatolás.

A telér vastagsága 20–90 cm között változik. Dőlése a csapásvágat É-i részében meredeken Ny-i, a D-i részben K-re fordul. A Zsófia-telér D-i csapásvágatában hatalmas 10–20 m-es felfejtésekkel találkozunk.

A legnagyobb K₂O tartalmú kálitrachitot (K₂O = 14.01%) a Zsófia-telér mellékkőzeteként, a telér D-i csapásvágatában harántoltuk. Ez a kőzet szövetségben, ásványos összetételében típusos trachit jellegű, trachitos szövetttel, fluidálisan rendezett káliföldpát lécekkel az alapanyagban, s nagy káliföldpát fenokristályokkal (l. a IX. táblát). Amafitos kőzet, színes elegyrésznek nyoma sincs benne.

A Zsófia-telér csapása 328—342° között változik. Dőlése néhány m-re a Zsófia-tárhoz és a D-i csapásvárat keresztezésétől még Ny-i (252°/71°), majd a kereszteződéstől számított 50—60 m-ben függőleges lesz és K-i dőlésbe megy át. K-i dőlését a D-i csapásváratban végig tartja 71°/66°, 69°/87° mért dőlési értékek szerint (l. a 4. térképmellékletet).

A telér nemesfém-tartalmára vonatkozó első közléseket WENDEBORN jelentéseiben találjuk. Ezek szerint a maximális Au-tartalom 3,0 g/t, maximális Ag-tartalom 79,5 g/t.

Az új bányászati kutatások során történt mintázásnál nemesfém-tartalma a várakozáson alul maradt. Ez annál is meglepőbb, mert a hasonló kifejlődésű, közel azonos szintű Mária-tárhoi telérek (Jószerecsét-, Jupiter-telér) lényegesen jobb nemesfém-tartalmat mutattak. Ezenkívül a Zsófia-táróban említett nagyarányú több szinttel kiképezett feltörések is komoly bányászati tevékenységre utalnak.

Az Au-tartalma különösen kicsinek adódott. Az 1,0 g/t értéket csak kivételesen haladta meg. A Jószerecsét- és Jupiter-telértől eltérően szakaszosan kiugró, kiemelkedő Au-tartalom sehol sem mutatkozott.

Az Ag-tartalom viszonylag jobb, 20,0—150,0 g/t érték között változik. A Mária-tárhoi hasonló oxidációs viszonyokat tükröző telérekhez képest az Au : Ag arány erősen az Ag javára tolódik el. Ilyen Au : Ag arány a Jószerecsét és Jupiter-telér esetében a Teréz-tárhoi, illetve Csengőbánya 80-as szinten adódott.

Elmondottakat a telér É-i és D-i csapásváratának elemzési adatai és a feltüntetett Au : Ag arány jól tükrözi (49. táblázat).

49. TÁBLÁZAT

A Zsófia-telér részminta elemzéseiből számított súlyozott átlagok és Au : Ag arány

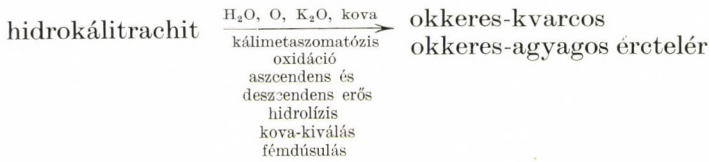
Hely	Bejárható telér-hossz m	Minták száma	Átl. vas-tartalom cm	Súlyozott átlag				
				Au g/t	Ag g/t	Fe %	S %	Au : Ag arány
Zsófia-telér É-i csapásvárat	20	2	27	0,20	22,32	—	—	1 : 110
Zsófia-telér D-i csapásvárat	367	41	48	0,35	51,06	2,34	0,06	1 : 145

Az elemzett részminták átnézése alapján megállapítható, hogy a jobb nemesfém-tartalmak a telér D-i csapásváratában inkább az agyagos-okkeres, mint a kvarcos-okkeres kitöltésben jelentkeznek.

A Zsófia-telér anyagi összetételének ismeretét a kvarcos-okkeres kitöltésből készült nyomelemvizsgálat egészíti ki. Eszerint a Zsófia-telér kvarcos-okkeres kitöltésében nyomokban csak Ag, Cu, As jelentkezik. Egyéb színesfém még nyomokban sem fordul elő.

A kis nemesfém-tartalom, a nyomelem-szegénység, az agyagos telérkitöltés hiányára utal. Illetve azt bizonyítja, hogy az agyagos-okkeres részeket kifejtették. A visszamaradt, uralkodóan kvarcos kitöltés nem volt alkalmas kollektor a nehézfémek számára.

Ezek szerint a Zsófia-telér petrometallogenetikai fejlődését vázlatosan a következőkben tüntethetjük fel:



*

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a *Gyepű-hegyi* ércesedés teléreit a következő ásványok jellemzik:

Hipogén ásványok: pirit, szfalerit, kalkopirit, argentit, termés Au, antimonit, markazit.

Szupergén ércásványok: goethit, melanterit, halotrichit, alunogén.

Kísérő ásványok: klorit, adulár, szericit, kvarc és változatai, sziderit, ankerit, dolomit, kalcit, gipsz, alunit, illit, kaolinit, montmorillonit.

A *Kánya-hegyi* ércesedés teléreinek jellemző ásványai:

Hipogén ásványok: pirit, szfalerit, kalkopirit, galenit, tetraedrit, pirargirit, argentit.

Szupergén ércásványok: goethit.

Kísérő ásványok: klorit, adulár, szericit, kvarc és változatai, sziderit, illit, kaolinit, montmorillonit, metahalloysit.

Az érces ásványokban való szegénység a szarmata nemesfemes-polimetallos ércesedés regenerációs jellegére utal.

C. Az ércesedés általános jellemzése

Az ércesedés geokémiája

Az ércesedést — mint a telérek jellemzéséből már kitűnt — a kalkofil elemek egyveretű dominanciája jellemzi. Az összetételben mutatkozó különbség az egyes szintek, illetve telérek között nem az elemek minőségében, hanem inkább a mennyiségében rejlik. Sajnos az előző években készült nyomelem vizsgálati adatok jórésze, amely csak kvalitatíve, bizonyos megjelölésekkel [(ny), ny, (+), +, ++, u stb.] jelzi a jelenlevő elem szerepét, a finom különbségek megállapítására nem alkalmas. Lényegesen jobb a helyzet az ércesedést jellemző ásványképző elemeknél, amelyekből a gyakorlati célok érdekében rendszeres és gondos kvantitatív kémiai meghatározás készült.

Ásványképző elemek (jellemző „nyomelemek”)

A telkibányai ércesedés ásványképző elemei, jellemző nyomelemei: Au, Ag, Pb, Zn, Cu és S, amelyek egyes szinteken jelentősebb, illetve önálló ásványképző mennyiségben is megjelennek. Az ásványképző elemek mennyiségi eloszlása szempontjából el kell választani az ércesedés két főterületét a Ny-i Gyepű-hegyi és a K-i Kánya-hegyi ércesedést.

A Gyepű-hegyi ércesedés ásványképző elemeinek koncentráció változása: A Gyepű-hegyi ércesedés területén az Au nagy értékkel csak a bányászati kutatások során feltárt Jóreménység-telérben és zónájában jelentkezett. Ennek függőleges változására azonban nincs semmiféle adatunk. A Ny-i bányaterület legmagasabb érces feltárásában a Baglyas-völgyi Kaolin-táróban (374 m tszf), az erősen pirites János-telérben egészen jelentéktelen a mennyisége.

Az 50. táblázaton a János-telérnek a Kaolin-tárból és több mint 100 m-rel mélyebről, a Ferdinánd-altárból származó elemzési adatait tüntettük fel.

50. TÁBLÁZAT

A János-telér nemesfém tartalma a Kaolin-táróban és a Ferdinánd-altárból

Hely	Súlyozott átlag		Maximális érték	
	Au g/t	Ag g/t	Au g/t	Ag g/t
Kaolin-táró (374 m tszf)	0,22	2,29	0,40	3,20
Ferdinánd-altáró (247 m tszf)	0,00	4,00	0,00	5,35

A János-telér tehát a bányászati kutatás szintjein csaknem nemesfém mentes.

A Baglyas-völgyi András-telér ezzel szemben a Telkibányára különösen jellemző ezüstbányászat legfontosabb telére volt. A régi termelési ún. Kopp-

féle szintekből (I—IV) származó elemzési adatokból megállapítható, hogy a Baglyas-völgyi András-bányából (354,6 m tszf), a Kopp-féle szinteken lefelé haladva a III. szintig (284,1 m tszf) a nemesfém-tartalom nő, a IV. szinten már csökken.

Még lejjebb a Ferdinánd-altáró szintjén (247 m tszf) az András-telér nemesfém-tartalma erősen lecsökken, csak a pirittartalom figyelemreméltó, de kisebb mennyiségben Pb, Zn, Cu jelenik meg (51. táblázat), sőt a csapásvágot 43,75 m-ben lencsés feldúsulásként is jelentkeznek.

51. TÁBLÁZAT

Az András-telér színesfém-tartalma a Ferdinánd-altáróban

Hely	Tszf m	Súlyozott átlag		
		Pb %	Zn %	Cu %
Ferdinánd-altáró É-i csapásvágot (44. minta átlaga)	246	0,25	0,17	0,006
Csapásvágotból mélyített akna (6 minta átlaga)	246—240	0,10	0,18	0,22
Aknatalp (8 minta átlaga)	240	0,08	0,07	0,08

A Kánya-hegyi ércesedés ásványképző elemeinek koncentrációváltozása: Az Au legnagyobb értékét gyakran jelentős Ag-tartalommal párosulva az 500 m-es (tszf) szinten éri el. A Mária-táró (512 m tszf) Jószerencsét-telérében jelentős, jórészt ipari értékű a mennyisége. Az 500 m-es szint alatt az Au mennyisége csökken (Jószerencsét-telér), s a 400 m-es (tszf) szinten már lényegesen kisebb átlagértékű.

Az Ag mennyisége a 350 m-es szintig — ahogy az 52. táblázatból is kitűnik — fokozatosan nő.

52. TÁBLÁZAT

A nemesfém-tartalom (súlyozott átlag) változása a Kánya-hegyen a mélység függvényében

Hely	Lobkowitz-telér			Jószerencsét-telér		
	tszf m	Au g/t	Ag g/t	tszf m	Au g/t	Ag g/t
Mária-táró	510	0,48	10,89	516	3,51	54,65
Teréz-táró	414	0,45	58,3	412	0,33	74,57
Csengőbánya 80-as szint feltörés	363	1,43	106,68	—	—	—
Csengőbánya 80-as szint	340	0,61	32,36	338	0,36	14,58

Az adatokkal összhangban az Au maximális kiugró értéke is az 500 m-es szinten, pontosan a Mária-táró Jószerencsét-telér D-i csapásvágotában jelentkezik (Au = 75,2 g/t). Az 500—400-as szint között mennyisége már csökken. Ezzel szemben az Ag maximális értékét és a legnagyobb súlyozott átlagát a 420—350 m-es szint mutatja. A 350 m-es szint alatt már az Ag értéke is csökken. Igen érdekes a két elem arányváltozását végigkísérni a mélység, illetve a dőlés függvényében (53. táblázat).

*Az Au : Ag mennyiségi arányának változása a Kánya-hegyen
a mélység függvényében*

Hely	Lobkowitz-telér	Jószerecsét-telér	Zsófia-telér
500 m-es szint	1 : 23	1 : 16	1 : 128
400 m-es szint	1 : 130	1 : 225	—
300 m-es szint	1 : 53	1 : 45	—

A nemesfémeken kívül itt is a Pb, a Zn, a Cu és a S az ásványképző elemek. Csak az új bányászati feltárások során váltak ismertté ásványaik ércelencsékben, tömör szulfidos feldúsulásként azokon a szinteken, ahol az Au, sőt már az Ag mennyisége is jelentősen csökken.

Az 535 m tszf fekvő Zsófia-táró Zsófia-telérében a Zn és a Pb még nyomokban sem volt kimutatható. A Mária-táró Jószerecsét-telérében (516 m tszf) is csak az iszapolt anyagban érte el a Zn a kimutathatóság határát. A Pb pedig csak kivételesen és csak minimális koncentrációban jelentkezett. Lefelé a 400 m-es szinttől kezdve azonban a mennyiségük fokozatosan nő, s a Csengőbánya különböző szintjein már %-os mennyiséget is elértek. A Lobkowitz-telér Pb- és Zn-tartalmának változásait a mélység függvényében az 54. táblázat tünteti fel (363–315 m között lényeges változás nincs, növekedés az 500 m-es szinthez képest jelentős).

A Lobkowitz-telér és a Jószerecsét-telér (Csengőbánya 80-as szint) súlyozott átlagában és a maximális értékében mutatkozó alapvető különbség

54. TÁBLÁZAT

*A Lobkowitz-telér Pb és Zn tartalmának változása
a Csengőbányában a mélység függvényében*

Hely	Tszf m	Súlyozott átlag		Maximális értékek	
		Pb %	Zn %	Pb %	Zn %
Csengőbánya 80-as szint feltérés	363	0,07	1,08	0,47	5,10
Csengőbánya 80-as szint feltérés, szintes vágat	363	0,0	0,07	ny	0,95
Csengőbánya 80-as szint	340	0,03	0,16	0,33	14,12
Csengőbánya 80-as szint 25 m-es akna	345	0,06	2,73	0,20	8,79

55. TÁBLÁZAT

A Csengőbánya 80-as szint teléreinek (337–340 m tszf) Pb és Zn tartalma

	Lobkowitz-telér		Jószerecsét-telér		Brenner II. telér	
	Pb %	Zn %	Pb %	Zn %	Pb %	Zn %
Súlyozott átlag	0,03	0,16	0,01	0,02	0,03	0,05
Maximális érték	0,33	14,12	0,06	0,08	0,08	0,12

oka a Lobkowitz-teléren jelentkező dús szfalerites-pirites lencse, amely a súlyozott átlagot jelentősen megemelte és kiugró maximális értéket is adott.

A *Cu*-ra csak kevés kvantitatív adatunk van. A Kánya-hegyen — mint ásványképző elemnek — a szerepe nem jelentős, de kis mennyiségben és gyenge koncentráció-növekedéssel a mélység felé állandóan jelentkezik. A cinkkel és ólommal szemben az 500 m-es szint valamennyi telérében kimutatható volt. Így nyomként a Zsófia-telérben (535 m tszf), 60 g/t mennyiségben a Jószerencsét-telérben (516 m tszf). A Csengőbánya 80-as szinten különösen a Lobkowitz-telérben nemcsak a pirites-szfalerites-galenites mintákban hanem a telér más ércikitöltésében is mindig erős nyomként jelentkezett. A Lobkowitz-telér agyagos kitöltésében ($a < 0,125$ mm-es frakcióban) a 25 m-es feltörésben az 1000 g/t értéket is elérte. Ez arra utal, hogy mennyiségének jelentős része az agyagos frakcióban adszorptíven kötött. Megjelenik a Cu ásványképző (kal-kopirit) elemként is a Csengőbánya 80-as szinten az előbb említett feltörés-ben, a Lobkowitz-telér csapásvágatában és az innen mélyített aknában.

A Cu mennyiségének emelkedését a mélység függvényében alábbi 56. táblázat tükrözi.

56. TÁBLÁZAT

A Lobkowitz-telér Cu-tartalmának változása a mélység függvényében a Csengőbányában

Hely	Tszf m	Súlyozott átlag Cu %
Csengőbánya 80-as szint feltörés, szintes vágat	363	0,02
Csengőbánya 80-as szint	340	0,07
Csengőbánya 80-as szint, akna	327	0,20

A S mint ásványképző elem elsősorban pirit formájában jelentkezik. Jelentősebb mennyiségű a János-telérben (Kaolin-tároló), az András-telérben (Ferdinánd-altároló) és a Lobkowitz-telérben (Csengőbánya 80-as szint). Mennyiségi értékeiről a telérek jellemzésénél szoltunk.

Egyéb nyomelemek
(önálló ásványokat nem képeznek)

Az ásványképző elemek után az érces telérek, illetve az egyes ásványok nyomelemtartalmát röviden a következőkben jellemezhetjük. Ide soroltuk mindazokat az elemeket, amelyek önállóan ásványokat nem képeznek, az ásványokban izomorf helyettesítésként jelentkeznek, mikroszkópikus zárványokat képeznek, ásványokon, elsősorban agyagásványokon adszorbeálódnak.

A Cd mind a Gyepű-hegyi, mind a Kánya-hegyi telérekben a különböző szinteken a Zn mennyiségével párhuzamosan változik. A szfalerit jellemző nyomeleme a Cd, a Gyepű-hegyi ércesedés területén kizárólag a Ferdinánd-altároló 1864,4 – 1864,6 m-es telérének marmatitos szfaleritjében ér el figyelemreméltó mennyiséget a mezo-epitermális szfaleritekre általában jellemző 2500 ppm (0,25%) értékkel (57. táblázat).

Lényegében hasonló a helyzet a Kánya-hegyi telérekben is, ahol a Cd csak a Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szinti szfalerites lencséjében kiemelkedő értékű: 4000 ppm (58. táblázat). Szfalerithez kötött nyomelem a Ga és az In is.

A Ga például az érces telérekből vett résmintákban gyenge nyomként volt kimutatható, de a Lobkowitz-telér szfaleritjében 1600 ppm-t is elért a mennyisége. Kisebb dúsulása az Al-ban viszonylag gazdag, kalkofil elemekben dúsult kálitrachit paragenézisében is megfigyelhető.

A Lobkowitz-telér legmélyebb ismert feltárásában a szfaleritnek a már említett jelentős Cd és Ga-tartalma mellett az In tartalma is nagy. A telkibányai bányászati kutatások során az első figyelemreméltó In-tartalom a Ferdinánd-altáró agyagos-szfalerites telérének (1864,4–1864,6 m) szfaleritjében jelentkezett. Ez az érték (40 ppm) is felülmúlja a gyöngyösoroszi érc In-tartalmát. A Lobkowitz-telér szfaleritjében azonban 160 ppm, ami hazai viszonylatban igen jelentős érték. A nemzetközi statisztikai adatok szerint (közel 1000 szfalerit In-tartalma) is csak a szfaleritek 10%-ában éri el ezt az értéket.

A szulfokalkofil Hg az érces telérekben általában nem volt kimutatható. Csak a Ferdinánd-altáró kis hőmérsékletű epitermális, kvarcos-pirites-markazitos zónájában jelentkezik erős nyomként, így az 1195 m-es Jóreménység-telérben 2500 ppm értékkel (57. táblázat).

A szulfokalkofil nyomelemek közül jelentősebb mennyiséget az Sb és As ér el. Sb-t mutattak ki a nyomelemvizsgálatok tizedszázalékos mennyiségben a Jószerencsét-telér okkeres-agyagos kitöltésében (Mária-táró), a Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szinti csapásvágatának galenites kalkopirites lencséjében, az András-telér Ferdinánd-altárói agyagos kitöltésében és a Ferdinánd-altáró kis hőmérsékletű kovás szakaszában (57. táblázat).

Antimonitot a telkibányai ércesedés területén csak egy Lapis-völgyi kutató-aknában észleltem. A Lobkowitz-telérben jelentkező nagyobb érték mikroszkóposan kimutatott komplex szulfid (pirargirit, tetraedrit) kiválásokból származik.

Az As nagyjából az Sb-hoz hasonlóan viselkedik. Jelentősebb mennyiségben jelentkezik az András-telér Ferdinánd-altárói kifejlődésében, a Jószerencsét-telér Mária-tárói okkeres kitöltésének leiszapolt anyagában, a Lobkowitz-telér (Csengőbánya 80-as szint) szfaleritjében, a Ferdinánd-altáró kis hőmérsékletű, pirites-markazitos-kovás zónájában. A legnagyobb, 1% mennyiséget az As azonban a Lobkowitz-telér (Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat 130 m), szulfidos (pirites-kalkopirites, galenites) lencséjében éri el. A mikroszkópos vizsgálatok szerint az As mennyisége általában a pirit mennyiségével párhuzamos, így elsősorban a pirithez kapcsolódik, de jellemző nyomeleme a galenitnek is, sőt feltehetően a Lobkowitz-telérben komplex szulfidokhoz (tetraedrit) is kapcsolódik, bár As-tartalmú komplex szulfid jelenlétét eddig mikroszkóposan nem sikerült kimutatni.

A Bi egyik telkibányai telérben sem érte el a kimutathatóság határát, hasonló a helyzet a Te-ral is. A Tl mennyisége is csak a Lobkowitz-telér szulfidos kitöltésében, a Ferdinánd-altáró pirittel és markazittal kísért kvarcos telérben emelkedik az átlagérték fölé. Előbbi esetben kationjának egyezése folytán izomorf helyettesítésben a galenithez és a káliföldpáthoz kapcsolódik. Utóbbi esetben legutolsó epitermális képződésként az 1195 m-es, Jóreménység-telér egyik ásványos alkotójában a markazitban (57. táblázat) dúsul.

Ge egyik érces képződésben sem érte el a kimutathatóság értékét. Az Sn meny-

A Gyepű-hegyi Ferdinánd-altáró

Hely	Ásvány, ill. a telérkitöltés minősége	Cd	Hg	As	Sb
1195 m-es Jóreménység-telér D-i csapásvágat 6 m	Kovás, pirites	*	2500	2500	2500
1514 m-es telér, altáró és csapásvágat keresztezésétől	Szulfokálitrachit	*	< 250	< 160	< 100
1532 m-es zsinór, altáró harántolátnál	Szulfokálitrachit	*	< 250	< 160	< 100
1821 m-es telér, altáró és csapásvágat keresztezésétől	Szulfokálitrachit	*	< 250	< 160	< 100
1864,4–1864,6 m-es telér, csapásvágat	Szfalerit	2500	*	—	—
András-telér É-i csapásvágat, 41. sokszögponttól D-re 43,8 m	Agyagos, pirites	*	—	1000	1000

* Kimutatási határ alatt.

nyisége — különösen a magasabb szinteken — a kimutathatósági értéket alig haladja meg. Az alsóbb szinteken mennyisége nő. A kvantitatív nyomelemzési adatok igazolták, hogy mennyiségi változásai a Zn-tartalommal párhuzamosak. A legnagyobb értéket a szfaleritben éri el, mégpedig a Gyepű-hegyi ércesedés területén a Ferdinánd-altáró 1864 m-es telérében, a Kánya-hegyi ércesedés területén a Lobkowitz-telérben (l. az 57. és 58. táblázatot).

A sziderofil elemek közül a Co, Ni-re, a könnyű pegmatofil elemek közül a Mn-ra készült több nyomelemvizsgálat. Előbbi kettő a pirit jellemző nyomeleme, mennyisége jelentéktelen és a mélység függvényében nem változik. A Mn kiugró értékekkel csak a Ferdinánd-altáró 1532 m-es zsinórjában jelentkezik (l. az 57. táblázatot), ahol a mikroszkópos és diffraktométeres vizsgálatok szerint rodokrozit formájában kíséri a nemesfém feldúsulást.

A Kánya-hegyi telérek

Hely	Ásvány, ill. a telérkitöltés minősége	Cd	Hg	As	Sb
Jószerecsét-telér	Okkeres	*	—	600	250
Mária-táró, D-i csapásvágat 278. sokszögponttól D-re 5 m	Ua. iszapolt	*	—	1 600	1000
Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szint, feltörés 25 m	Agyagos	*	—	1 600	250
Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat 130 m	Szfalerit	4000	*	2 500	250
Lobkowitz-telér Csengőbánya 80-as szint, É-i csapásvágat 130 m	Kvarcos, szulfidos	*	—	10 000	1000

* Kimutatási határ alatt.

TÁBLÁZAT

teléreinek nyomelem-tartalm

Bi	Te	Ga	In	Tl	Ge	Sn	Co	Ni	Mn	Ag	Cu	Zn	Pb ppm
*	*	10	—	160	16	*	6	2,5	160	—	—	—	—
*	*	10	—	<6	16	*	25	10	400	—	—	—	—
*	*	40	—	<6	*	*	10	6	6000	—	—	—	—
*	*	40	—	10	*	*	16	10	600	—	—	—	—
*	*	6	40	—	*	160	—	—	60	—	—	—	—
*	—	4	4	*	—	4	*	4	600	160	16 000	1600	250

Elemző: ZENTAI PÉTER

Az önálló ásványokat nem képező, egyéb nyomelemeloszlásban az ásványképző elemektől eltérően határozott függőleges eloszlási törvényszerűséget megállapítani a rendelkezésre álló nagyszámú kvalitatív és kis számú kvantitatív adat birtokában nem sikerült.

A nyomelemzési adatok azonban fontos támpontot adtak az ércesedés hőmérsékletének megállapításához és felhívták a figyelmet a Lobkowitz-telér szfaleritjének a hazai szfaleritek Ga-, In-tartalmát messze meghaladó értékeire.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a szarmata vulkanitokban megjelenő telkibányai ércesedés elemeloszlása lényegében jól megfelel a kárpáti neogén vulkáni hegységek Au—Ag-ércesedéseire jellemző ásványos összetételnek.

TÁBLÁZAT

nyomelem-tartalma

Bi	Te	Ga	In	Tl	Ge	Sn	Co	Ni	Mn	Ag	Cu	Zn	Pb ppm
*	0	6	*	*	0	*	*	10	160	25	60	<160	250
*	—	1	*	*	—	*	*	4	60	10	60	160	400
*	0	4	*	100	0	4	2,5	40	160	2,5	1000	160	400
—	*	1600	160	25	*	250	40	16	160	—	—	—	—
*	—	1,6	*	100	—	*	6	10	100	16	400	1600	4000

Elemző: ZENTAI PÉTER

Az erőteljes elemmobilizálódást, migrációt a terület — előző fejezetekben vázolt — földtani-vulkanológiai viszonyai általában kedvezően mozdították elő. A mobilizáció forrásaiként a nagy mélységben helyetfoglaló alaphegységet (különösen a metamorf kőzetekből állót) és a hatalmas vulkáni összetett kell említenünk. A mobilizált ionok migrációját a beszakadásos szerkezet, az erőteljes törésrendszer, a kéreg mély részéből táplálkozó kationos-, anionos-metaszomatózis, hosszantartó hidrotermális tevékenység kedvezően segítette elő.

Hogy a kedvező földtani adottságok ellenére a felszín közelében a mai ipari termelésnek megfelelő nagyságrendű ércesedés nem alakult ki, annak oka elsősorban a szétnyíló hasadékok, tektonikai övek nagyarányú felszíni elterjedése. A nagyszámú teléres hasadék és zóna a mélyből mobilizált nehéz fémeket mintegy szétszórta. Kedvezőtlen faktorként hatott a nemesfém-tartalomra — különös tekintettel arra, hogy Telkibányán a nemesfém-tartalom szulfidokhoz kötött — az érchozó oldatok közepes hőmérsékleten jelentkező savanyú pH-ja (Kaolin-táró, János-telér), amely kaolinnal és illittel kísért nemesfémmentes pirit képződéséhez vezetett.

Ezzel szemben a magasabb szintek nemesfém-tartalmát a mélyebb szinti szulfidos lencsék megjelenése (András-telér, Jószerencsét-telér, Lobkowitz-telér) jelentősen megemelte. Az ásványképző elemek (jellegzetes nyomelemek) szulfidos lencséi felett nagyobb nemesfém-tartalmak alakultak ki.

Az aszcendens folyamatok mellett, az elemkoncentrálódásban a deszcendens szekundár folyamatok szerepe különösen jelentős. Aszcendens és deszcendens folyamatok együttes eredményeként alakultak ki a montmorillonitos telér-kitöltések (János-táró: János-telér, Ferdinánd-altáró: Jóreménység-telér és zónája, Mária-táró: Jószerencsét-telér, Csengőbánya 80-as szint, feltörés: Lobkowitz-telér), amelyek a montmorillonit nagyfokú fémadszorpciós sajátosságai miatt a legnagyobb nemesfém-tartalmat mutatják.

A területen ásványt nem képző nyomelemek, „ritka elemek” dúsulásában — ahogy az előzőkből már kitűnt — az izomorf helyettesítés és a felületi fémadszorpció a legfontosabb tényező.

A telkibányai ércesedés hőmérséklete

A telkibányai ércesedés hőmérsékletére vonatkozóan pontos mérési adatokkal nem rendelkezünk. A felsőbányai ércesedéstől eltérően nem készültek geotermometriás mérések a kvarc különböző generációinak folyadék- és gáz-zárványain, amelyek lehetővé tennék az ércet kísérő kvarc pontos képződési hőmérsékletének és a geotermikus grádiens értékének megadását.

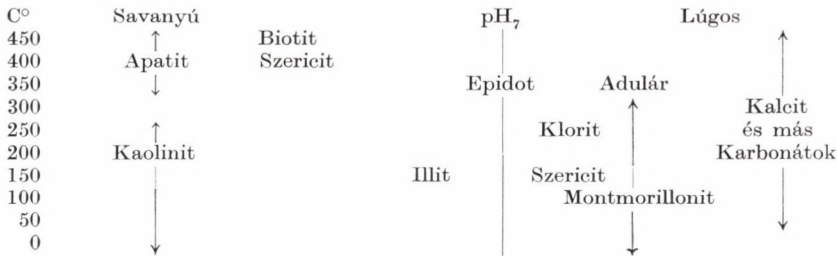
Az ércesedési hőmérséklet megállapításánál ezért csak a kőzet és érc-telér paragenézisek pontos ásványos, elemi és nyomelemes összetételének adatait tudjuk felhasználni.

Az ércesedés hőmérsékleti határértékeihez igen jó segítséget nyújt a STRINGHAM (1952) után készült vázlat (59. táblázat), amelyen azokat a nemérces ásványokat tüntettük fel, amelyek a telkibányai ércesedés területén előfordulnak. A 60. táblázat szerint az andezit kristályosodásának vége felé a közeg átmenetileg savanyú lehetett, amiről — de csak igen alárendelt mennyiségben — a mélyebb szintekről származó vulkanitok kis mennyiségű biotit-, apatit-tartalma tanúskodik. Valószínű képződési hőmérsékletük 450–375 °C.

A színes szilikátok hipo-metafázisos megbontása a kationok számának megnövelésével fokozatosan semlegesíti, illetve lúgossá teszi a túlhevített gőzök, gázok, hidrotermális oldatok pH-ját. Megindul az epidottal (pH 7) — klorittal-karbonáttal jellemzett propilites fácies kialakulása 375—250 °C között.

59. TÁBLÁZAT

*A telkibányai telérek nem érces ásványainak képződési hőmérséklete
(Vázlat STRINGHAM nyomán)*



Mindezek jó összhangban állnak a hidrotermális oldatok hőmérsékleti és pH viszonyaira megállapított újabb eredményekkel (Helgeson, H. 1964). Ezek szerint a hidrotermális oldatok pH-ja — ahogy a 60. táblázatból kitűnik — kritikus és kis hőmérsékleten közel áll a neutrális állapothoz, maximális savanyúságát a H^+ -ionkoncentráció fokozatos növekedésével közepes hőmérsékleten éri el.

60. TÁBLÁZAT

*A víz pH-értékének változása a hőmérséklet függvényében
HELGESON szerint*

Hőmérséklet	Kritikus	300 °C	250 °C	100 °C	25 °C
Az oldat pH-ja	6,3	5,7	5,6	6,1	7

Mindez így akkor érvényes, ha a hidrotermális oldat a kritikus hőmérséklet alá csökkenve hosszú ideig nem lép erőteljes reakcióba a mellékkőzettel és stabilis H^+ -ionkoncentráció alakul ki.

A telkibányai ércesedésnél azonban a hőmérséklet fokozatos csökkenésével stabilis H^+ -ionkoncentráció nem alakult ki. A kritikus állapotban levő oldatban, amely reakcióba lépett a mély és közvetlen fekü földpátjaival, erősen megnő az alkáli-ionok, elsősorban a K koncentrációja, és ez az oldatok pH-jának további növekedésével, nagy tömegű adulár képződéséhez vezet (300—150 °C). Közben megindul az ércásványok képződése is. Az adulár nagytömegű metasomatikus kialakulása következtében az oldat ismét neutrálissá, majd gyengén savanyúvá válik. A keletkezett adulár szericitesedik, további savanyodással illitesedik. A szericit-, illit-képződés 180—130 °C közötti hőmérsékleten különösen jelentős. Ez egyben az ércásványok képződésének is fontos szakasza. A vizes kilúgzás mértékének növekedésével, a pH-értékének csökkenésével jelentős kaolinitesedés, kovásodás jön létre a felszín közelében fokozatos kiszélesedéssel.

Az aszcendens mobilizáció csökkenésével, a deszcendens mobilizáció is fokozatosan mind erőteljesebbé válik. A leszivárgó víz a geotermikus grádiens nagysága szerint felmelegszik, amely elsősorban montmorillonit képződéséhez és a fémek jelentős koncentrációjához vezet.

Az ércászványok hőmérsékletére a neméres és érces ásványok kölcsönös illeszkedését tisztázó mikroszkópos vizsgálatok mellett támpontot ad az egyes ásványok elemi összetétele is.

A Csengőbánya 80-as szinten a Lobkowitz-telér szfaleritje 4,35% Fe-t tartalmaz, ami 180 C°-nak felel meg. Ugyanennek a szfaleritnek a Cd-tartalma (0,30%) is mezo-epitermális hőmérsékletet jelöl.

Ugyanezt tanúsítják — (l. az 57. és 58. táblázatot) az ércászványok nyomelemei is.

A tortonai összletben jelentkező mélyszinti ércesedés

A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás a felszíntől számított 935–949 m között a tortonai vulkanitban kvarcos, szulfidos ércetelért harántolt. Izotópos és nyomelemvizsgálatok alapján az ércetelér a felszínről ismert ércesedéstől lényegesen eltér és egy előzetes, mélyebb szinti ércesedési fázist képvisel. A kőzettani és kémiai vizsgálatokból azonban az is tisztázódott, hogy a mélyszinti ércesedés petrometallogenezise a szarmata vulkanitban megjelenő ércesedés fejlődésével egyezik.

A vulkáni összlet bázisát képező alaphegység szerkezete a mélyszinti ércesedést is meghatározta. A 3 alaphegységi rög mobilis érintkezése kedvező volt a nagyarányú tortonai vulkanizmus és ércesedés kialakulásához. A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás közel 450 m vastagságban harántolta a tortonai összletet, de a bázisát nem érte el. A hegység területén kapott fúrási és földtani adatok alapján — ahogy azt már említettük — a tortonai vulkáni összlet is a legnagyobb vastagságú és legmélyebb helyzetű a Telkibánya — Baskó közötti vonalon.

Az itt kialakult árkos beszakadás, illetve a fokozatos besüllyedés tette lehetővé a mélyszinti ércesedés kialakulását.

Az ércesedés petrometallogenezise

A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás 935–949 m között, 14 m szintközben harántolt szfalerites-galenites-pirites kvarcos ércetelért kálitrachitban. Közvetlen fedője illites, tömött sötétszürke, nyomelem szegény agyagmárga, amely mindössze 36 m vastag. A 450 m vastagságban harántolt tortonai összletre, a szarmata képződményekhez hasonlóan, a hipo- és metavulkanitok nagy mennyisége jellemző. A petrometallogenetikai fejlődés azonosságát az alábbi rétegsor és a hipo-, metavulkanitok hasonló kifejlődése is igazolja (l. a 2. mellékletet).

A tortonai összlet rétegsora a következő:

- 799 — 827,7 m között riolittufogén propilit, fehér és élénk zöld foltos színű zöldség, erőteljes karbonátosodás, kalcitos érhálózat jellemző*.
824 m-nél idiomorf kifejlődésű, piritkristályok is megjelennek, jól fejlett (100) lapokkal. Morfogenetikai alapon ezek

* Savanyú (riolit) tufás származását horzsakő-maradvány és kvarc-fenokristály is igazolja.

- a piritkristályok a 100 m-rel mélyebben harántolt szulfidos telér II. piritgenerációjával azonosíthatók.
- 827,7 – 899,1 m között fluidális szövetű propilités dácitot harántolt a fúrás. A dácitogén propilit sok kloritot, karbonátot, a repedések és elválási lapok mentén idiomorf pirit szemcséket, 865,0–866,1 m között kalcedon-ereket tartalmaz. Kovásodás is gyakori.
- 899,1 – 935,2 m között a szürkésfekete tortonai agyagmárgának, amely illites agyagásványt tartalmaz és rendkívül nyomelem-szegény, ércollektorként nem volt szerepe, de mint az éctelér közvetlen fedője ércsapdaként szerepelhetett.
- 935,2 – 949,0 m között szulfidos ércelér jelentkezett. A szulfidos ércanyag párhuzamos sávokban rendeződik a kálitrachitban.
- 949,0 – 963,1 m között erősen pirithintéses kálitrachit jelentkezik, 956,5–957,5 m között 5–10 cm vastag ércsinórokkal. Az ércsinórok anyaga kedvező elemzési adatokat adott.
- 963,1 – 1060,0 m között a szulfidos ércelérrel kísért kálitrachit az érc mennyiségnek csökkenésével párhuzamosan andezitogén propilitbe megy át. A propilitre nagy kristályossági fok, limonitos és zöld epidotos foltok váltakozása, dús karbonátosodás jellemző.
- 1060,0 – 1120,0 m között szfalerites, pirites zsinórokat tartalmazó kálitrachit, kisebb mennyiségben andezitogén propilit jelentkezik. Az ércesedés jelenlétét a kálitrachit gyakori sziliko- és karbonátosodás is alátámasztja.
- 1120,0 – 1240,0 m között a pirites, kalcit-, epidoterés propilitet harántol a fúrás.

A rétegsor alapján a legfontosabb hipo- és metavulkanitokat az alábbiakban jellemezhetjük.

Prémetallogenetikus kloro-, karboandezit

Petrometallogenetikai sor: ortoandezit → kloroandezit
 ortoandezit → karboandezit
 ortoandezit → kloro-, karboandezit

Mobilis komponensek: H_2O , CO_2 .

Az ércesedés egyik legjellegzetesebb hipovulkanitját a kloro-, karboandezit képviseli.

Az andezites vulkáni működés hipo-szakaszának a legfontosabb mobilizáló faktorai itt is a H_2O és a CO_2 , amelyek a kristályosodás végső szakaszában adott hőmérsékleti, nyomás- és koncentrációviszonyok mellett (pH_2) epidotosodást, kloritosodást, karbonátosodást, szericitesedést eredményeznek, kloro-, karboandezit keletkezése mellett, ahogy az a 61. táblázatból is kitűnik.

Ha ezt az ásványos összetételt a szarmata kloroandezitével összehasonlítjuk (16. táblázat), feltűnő az agyagásványok hiánya. A tortonai összletben a felszíntől nagy mélységben kialakult ércesedés vulkanitja deszcendens hatásoktól mentes volt. A karboandezit ásványos összetételéből (61. táblázat) kitűnik, hogy keletkezésében oxidációs hatások is érvényesültek. Ezek azonban már ércesedést kísérő és követő szín- és posztmetallogenetikus folyamatok. A karboandezit kémiai összetételét a 62. táblázat tünteti fel.

*A mélyszinti ércesedést kísérő kloro-, karboandezitek
térfogatszázalékos ásványos összetétele a Telkibánya 2. szerkezetkutató
fúrásban*

	Kloro-karbo- andezit 972 m %	Karbo-kloro- andezit 1011,1—1013,2 m %	Karboandezit 1031,8—1032,4 m %
Plagioklász	33	32	23
Káliföldpát	—	7	3
Opacitos amfibol	20	—	—
Kloritosodott hipersztén	4	6	—
Karbonátosodott hipersztén	—	2	5
Karbonát	17	10	14
Limonit	6	—	—
Hematit	—	5	4
Pirit	2	—	—
Kvarc	2	—	—
Epidot	2	—	—
Klorit az alapanyagban	14	—	—
Alapanyag	—	38	51
	100	100	100

*A Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrás hipovolkanitjainak
kémiai elemzési adatai*

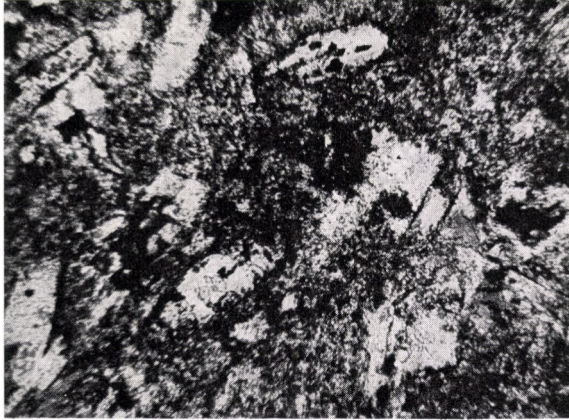
	Piroxén-karboandezit 1031,8—1032,4 m %	Dacitogén propilit 840,7—844,1 m %
SiO ₂	61,07	65,21
TiO ₂	0,57	0,45
Al ₂ O ₃	15,92	12,87
Fe ₂ O ₃	2,49	1,53
FeO	2,50	2,43
MnO	—	0,03
MgO	2,88	2,04
CaO	6,07	4,15
Na ₂ O	2,42	2,14
K ₂ O	2,03	3,40
H ₂ O ⁺	2,18	2,52
H ₂ O ⁻	0,32	0,87
P ₂ O ₅	0,01	0,05
CO ₂	1,90	2,54
	100,36	100,23

Elemző: SIMÓ BÉLA

XXIV. tábla

Telkibánya 2. fúrás 1002,6—1003,7 m.

1. Epidot, mint uralkodó közetalkotó ásvány epidotos andezitogén propilit alapanyagában.
Nagyítás: 70×, II Nik.
2. Epidotosodott hipersztén fenokristály epidotos andezitogén propilitben.
Nagyítás: 70×, II Nik.
3. Oszlopos epidot kristályok az epidotos andezitogén propilit alapanyagában,
Nagyítás: 80×, II Nik.



1



2



3

Prématallogenetikus andezitogén propilit

Petrogenetikai sor:

ortoandezit → kloroandezit → propilit (epidottal).

A tortonai összletben riolituffogén, dacitogén és legnagyobb mennyiségben andezitogén propilit jelentkezik. Egységesen valamennyi a karbonátos és epidotos nagyobb hőmérsékletű propilites fáciesbe tartozik (l. a VI. és a XXIV. táblát). Ez a 63. táblázaton feltüntetett ásványos összetételből is kitűnik.

A mélyebb szinten jelentkező epidotos propilit kémiai összetételére jellemző, hogy a pirithintés mennyiségének, a durva piritkristályok számának növekedésével az átlagos K_2O -tartalom 3%-ról 5, illetve 7%-ra emelkedik (63. táblázat).

Pré- és színgenetikus kálitrachit, andezitogén kálimetaszomatit

Petrogenetikai sor:

ortoandezit → kloroandezit → propilit → kálitrachit (kálimetaszomatit)

kálitrachit → karbokálitrachit

kálitrachit → karbo-szilikokálitrachit

A kálitrachit legtipusosabb kifejlődésben a szulfidos ércetelér kísérőjeként és 1060–1120 m között jelentkezik. A kálium feldúsulás (K_2O) általában a 10%-ot meghaladja. Az 1060–1120 m közötti szakaszra a finom szfalerites és pirités érhálózat jellemző (l. a 2. mellékletet).

63. TÁBLÁZAT

A mélyszinti ércesedést kísérő propiliték térfogatszázalékos ásványos összetétele a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásban

	Dacitogén propilit 821,9—822,7 m %	Andezitogén propilit 1046,0—1048,3 m %	Andezitogén propilit 1075,6—1078,0 m %	Andezitogén epidotos propilit 1167,2 m %	Andezitogén propilit 1236,2—1238,4 m %
Plagioklász	23	58	43	42	71
Káliföldpát	—	9	18	—	—
Kloritosodott hipersztén	8	17	3	17	3
Karbonátosodott hipersztén	—	—	—	—	6
Karbonát	4	3	5	4	12
Pirit	2	6	3	3	3
Kvarc	18	7	6	—	1
Krizotil	—	—	1	—	—
Epidot	—	—	—	3	—
Szericit	—	—	2	—	—
Nontronit	—	—	—	1	2
Kloritos alapanyag	45	—	19	30	2
	100	100	100	100	100

XXV. tábla

1. Telkibánya 2. fúrás 318,7—320,1 m.

Kvarcos teléryanag pirittel. Önálló hintett, fészkes pirit-kristálycsoportosulások.

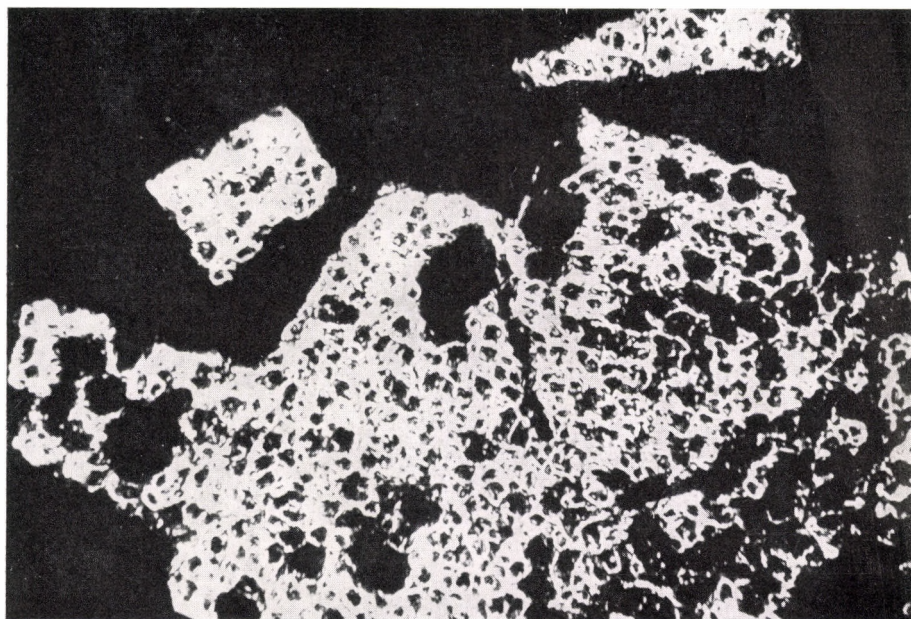
Olajimmerzió: 125×.

2. Telkibánya 2. fúrás 947,7—949,0 m.

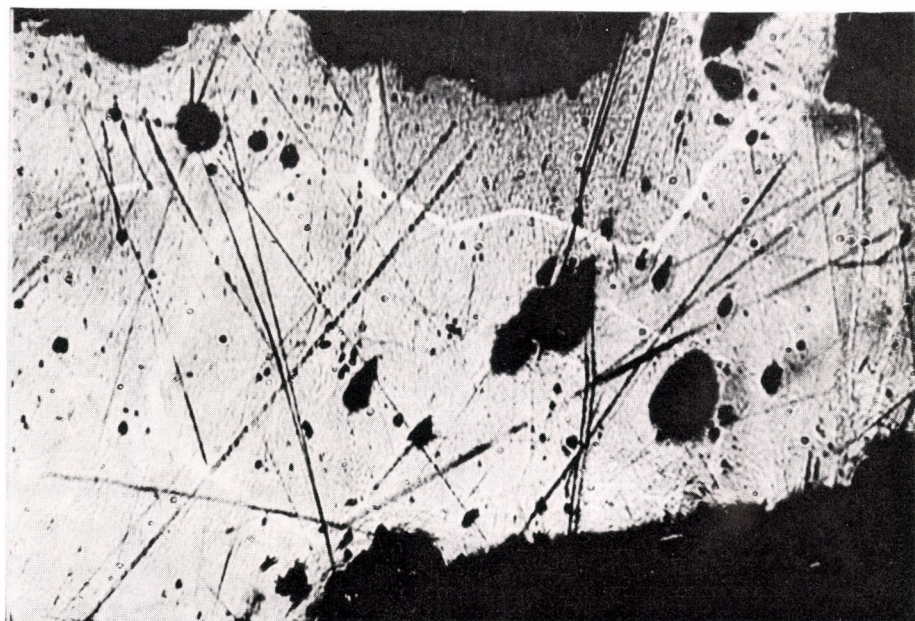
Barnásfekete szfalerit galenittel és pirittel ércetelérből.

PbS belsejében az (100) és (110) lapok mentén fellépő élénk reflexiós sávok.

Olajimmerzió: 150×.



1



2

A káliföldpát mennyiségének növekedésével párhuzamosan az ércszinórok száma is emelkedik. Gyakori a kálitrachitban a szulfidos ércesedéssel szingenetikus és posztgenetikus karbonátosodás és kovásodás (l. VIII. tábla, 2—3. felvétel). Utóbbit az ásványos összetétel is jól tükrözi (64. táblázat).

64. TÁBLÁZAT

*Ércesedést kísérő kálitrachitok (kálimetaszomatitok)
térjogatszázalékos ásványos összetétele
a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásában*

	Kálitrachit 1060,8—1063,9 m %	Karboválitrachit 956,5—957,6 m %	Sziliko-karbo- válitrachit 1088,3—1090,2 m %
Káliföldpát	21	24	14
Plagioklász	6	3	2
Karbonátos földpát	—	6	5
Karbonát	—	6	10
Hipersztén + egyéb színes	6	—	—
Kvarc + kalcedon	—	2	7
Pirit	5	3	4
Alapanyag	62	56	58
	100	100	100

Metallogenezis. Az érc anyagának jellemzése

935,2—949,0 m között harántolt tömör, szulfidos ércetelér a fúrás legfontosabb érce kifejlődése. 936,6—939,2 m között a dúsan kovás kálitrachit repedéseiben pirit, a második harántolásnál (ferdítésnél) sávós, gumós kifejlődésben pirit, szfalerit, galenit és kevés kalkopirit is megállapítható volt. Ezt a megfigyelést a 938,7—939,5 m közötti mag átlagából készült elemzés (Érc- és Ásványbányászati Laboratórium) is alátámasztja.

Fe %	Pb %	Zn %	Cu %
11,81	1,26	8,50	0,386

939,5—940,3 m a szulfidos ércanyag a kovás kálitrachitban (l. VIII. tábla 2—3. felvétel) párhuzamos sávokban rendeződik. 940,3—947,7 m között a kovás telérbreccsát finom pirithintés és közel függőleges, párhuzamos, szfalerites, galenites, pirités zsinórok kísérik. A telér sejtes üregeit, függőleges repedéseit kvarc, legfiatalabb elegyrészként karbonát-ásványok töltik ki. A 943,9—945,9 m közötti mag átlagából készült elemzés szerint a telér e részében a fémtartalom:

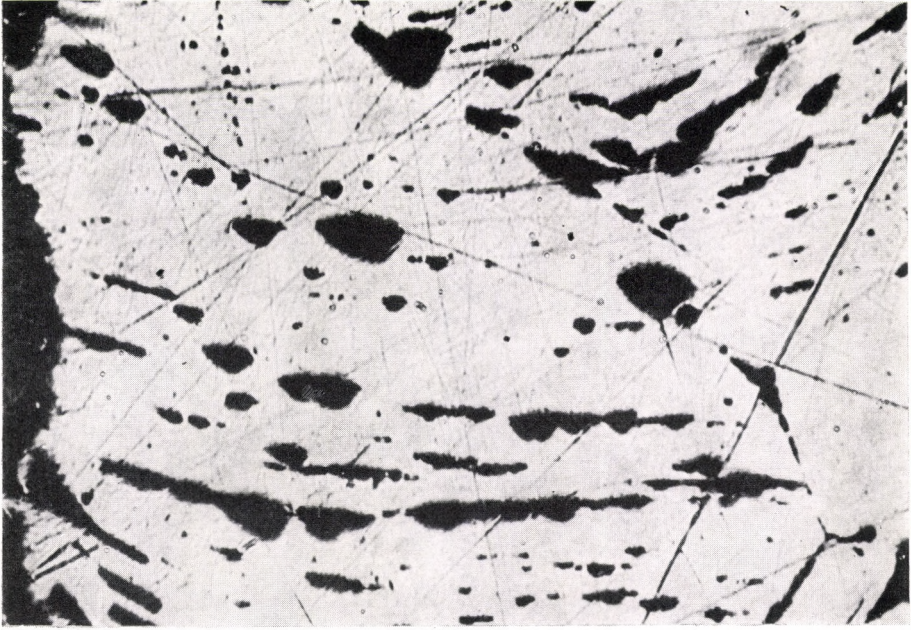
Fe %	Pb %	Zn %	Cu %
4,18	0,34	1,56	0,066

XXVI. tábla

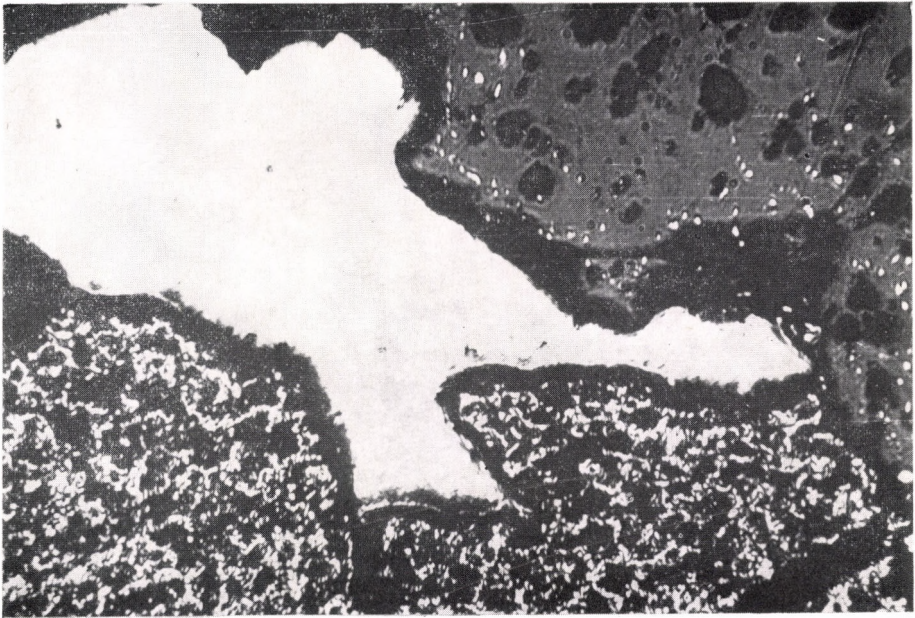
Telkibánya 2. fúrás 947,7—949,0 m.

Barnásfekete szfalerit galenittel és pirittel ércetelérből.

1. Galenit önálló fészkes megjelenése, hullámos ívelésű hasadásból eredő üregesorokkal.
Olajimmerzió: 150×.
2. Galenit öbolszerű benyomulása rosszul reflektáló felületű pirit és szfalerit között.
Olajimmerzió: 125×.



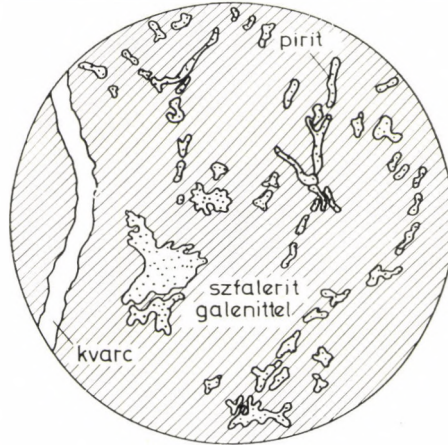
1



2

947,7–949,0 m között szürkésfekete, szulfidos, szalagos telérkifejlődés jelentkezik. Az ércmikroszkópi vizsgálatok alapján a ritmikus szerkezetet az FeS_2 többszöri zónás eloszlása hozza létre. Az érc főtömege szfalerit, melyet pirit, galenit, majd kovás kalkopirit követ. Az érc anyagában szürkésfehér kvarcercskék (49. ábra) kvarcfészkek is kimutathatók.

KOVÁCH ÁDÁM vizsgálatai (1966) alapján a galenit Pb-izotópos összetétele merőben eltér a telkibányai bányászati terület felszínközeli szarmata andezitogén-propilitban (Kánya-hegy, Lobkowitz-telér, Csengőbánya 80-as szint) jelent-



49. ábra. Szfalerites-galenites telér szöveti képe (25 \times), Telkibánya 2. alapfúrás 947,7–949,0 m

kező PbS, galenit Pb-izotópos összetételétől, egy annál idősebb ércanyag regenerálásából származik.

956,6–957 m között újabb 5–10 mm vastag ércsinór jelentkezett, amelyből 2–3 mm vastag hálós kiágazások indulnak ki, az ércmikroszkópi vizsgálatok szerint szoros összefüggésben a fenti tömör, szulfidos telérkitöltéssel. Az uralkodóan szfaleritből álló ércsinór a fenti ércesedésnek egy szakaszát jelenti. A 956,5–957,5 m között vett mag átlagából készült elemzés szerint a fémtartalom:

Fe %	Pb %	Zn %	Cu %
2,92	0,06	4,80	0,108

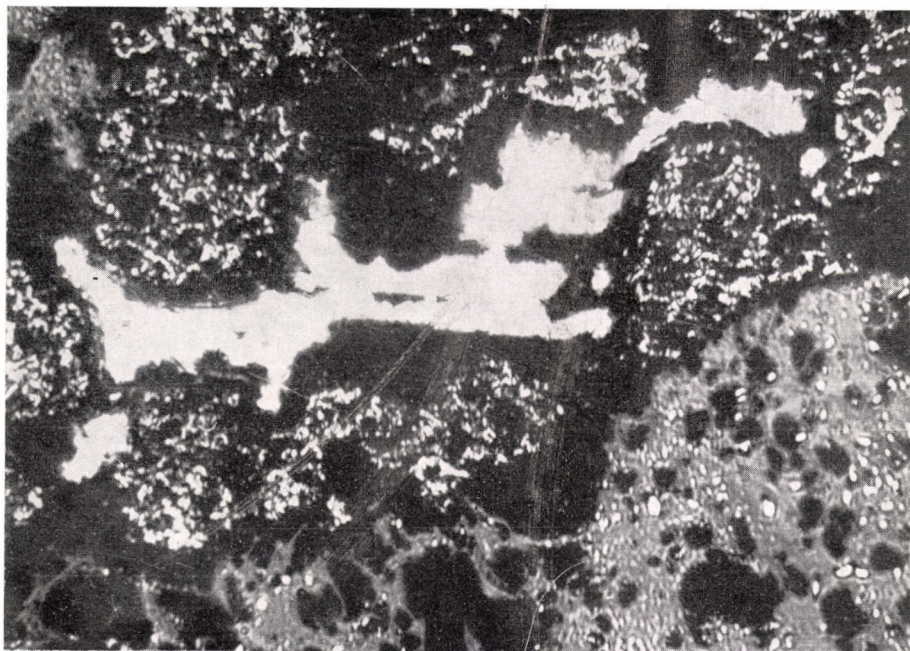
Az 1060–1120 m közötti szakasz ércesedés szempontjából a fúrás egyik legfigyelemreméltóbb kifejlődése. A káliumdúsulás ismét jelentős (1097,5–1098,6 m között K_2O 13,8%). A szakasz legjellemzőbb vonása a sűrű, finom érhálózat. Az ércsinórok leggyakoribb ásványa a szfalerit és a pirit. A szfalerit marmatit jellegű. A káliföldpát mennyiségének növekedésével párhuzamo-

XXVII. tábla

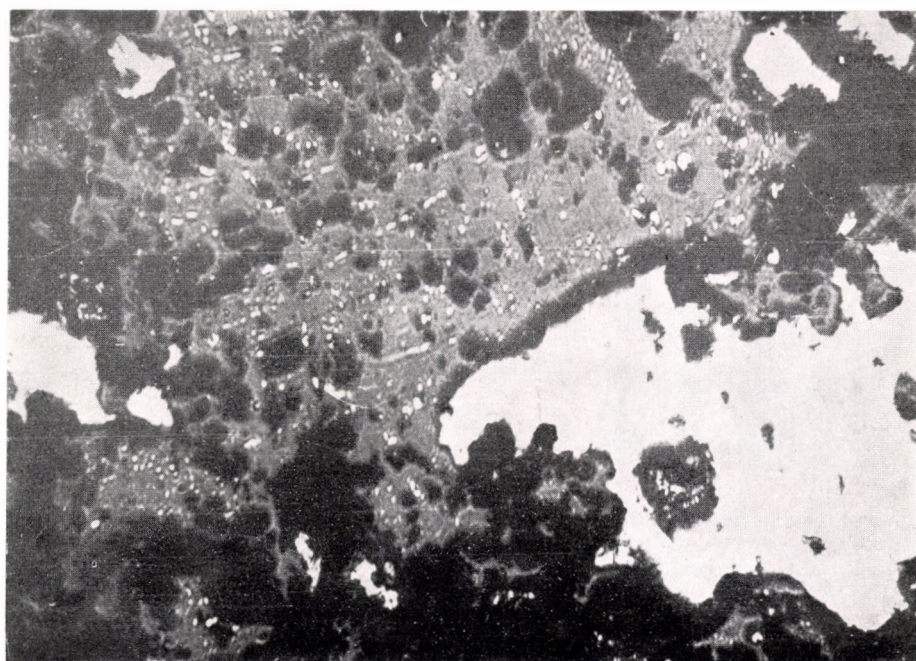
Telkibánya 2. fúrás 947,7–949,0 m.

Barnásfekete szfalerit galenittel és pirittel éretelérből.

1. Önálló, fészkes galenit-mező pirit csoportosulások és szfalerit között.
Olajimmerzió: 125 \times .
2. Galenit–ZnS szöveti összenövése és különálló PbS fészkek szfaleritben.
Olajimmerzió: 125 \times .



1

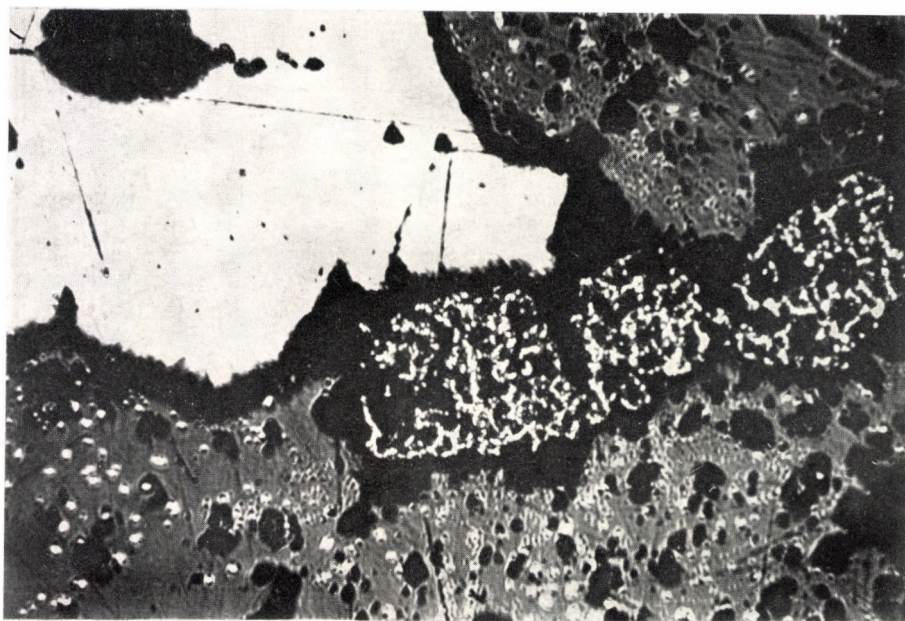


2

A tortonai vulkanitok és a bennük jelentkező érces képződmények

Mélység m	Kőzet, érces képződmények neve	Ag ₂ S	CuO	ZnO
910,4— 913,7	Agyagmárga	?	18	?
931,5— 933,3	Kontakt agyagmárga	0	(ny)	0
938,7— 939,5	Szfalerites-galenites telér (ferdítés)	150	600	fők.
943,9— 945,9	Galenites-szfalerites telér (ferdítés)	450	600	fők.
968,4— 965,7	Epidotos kloroandezit	?	50	100
1031,8—1032,4	Piroxénortoandezit	?	20	100
1069,3—1073,4	Sziliko-szulfokálitrachit	80	600	fők.
1069,3—1073,4	Kálitrachit	?	10	100
1069,3—1073,4	Szulfidos érc kálitrachitból	70	500	fők.
1154,9—1156,5	Epidotos propilit	?	13	100
1232,1—1233,0	Dúsan pirites propilit	16	140	100
1238,4—1240,0	Propilit	?	10	100

Mélység m	Kőzet, érces képződmények neve	Ag	Cu	Zn
		40	10 000	sok



4

XXVIII. tábla Telkibánya 2. fúrás 947,7—949,0 m.

1. Pirit-galenit-szfaleritnek egymást követő szöveti képe.
Olajimmerzió: 125×.

TÁBLÁZAT

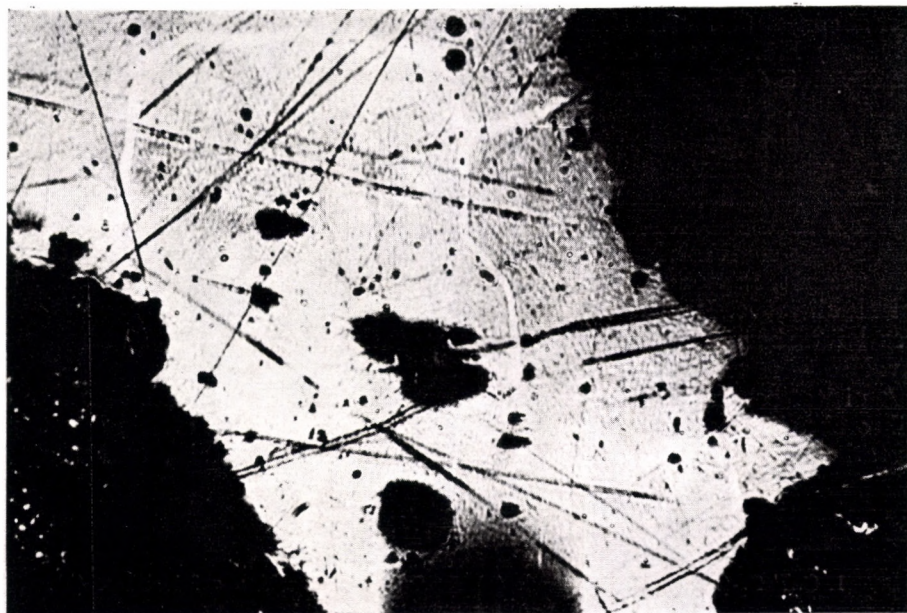
nyomelemtartalma a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásában

PbO	NiO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	Bi ₂ S ₃	As ₂ S ₃	BaO	Cd	Co	V ₂ O ₅ ppm
0	38	500		0	0			?	100
0	0	28		0	0			(ny)	100
fők.	170	70	330	0	800	30	ny		
fők.	—	—	—	370	1500	—	+		
10	0	50	3200	0		80	0		
—	200	300	2600	0	0	—	0		
fők.	0	0	130	25	4300	80	ny		
—	30	800	3000	0	470	180	0		
fők.	240	30	200	210	3600	40	0		
100	0	100	2100	0	0	—	0		
500	500	300	3300	0	300	10	0		
0	40	200	2200	0		140	0		

Elemző: KUBOVICS IMRE

Pb	Ni	Cr	Mn	Bi	As	Mo	Cd	Co	Sn
sok	—	16	100	16	—	40	100	4	16 ppm

Elemző: ZENTAI PÉTER



2

Barnásfekete szfalerit galenittel és pirittel éretelérből.

2. PbS belsejében az (100) és (110) lapok mentén fellépő élénk reflexiós sávok.
Olajimmerzió: 180×.

san az ércsinórok száma is nő. Az 1064,1—1069,0 m. közötti mag átlagából készült elemzés:

Fe %	Pb %	Zn %
0,65	0,32	0,56

A fenti elemzési adat azért is figyelemreméltó, mert egy 60 m-es szakasz átlagát is tükrözi.

A 947,7—949,0 m között jelentkező barnásfekete kvarceres, szulfidos telérszanyag szabad szemmel zónás, ritmusos szerkezetű. A mikroszkóp alatt ki-preparált tiszta szfaleritnek látszó anyagból röntgenfelvétel is készült. A d/λ adatok kiértékelése alapján a homogénnek látszó szfalerithez kevés galenit, pirit tapad, a „kvarcerecske” pedig α -tridimitből áll.

KISS J. ércmikroszkópi vizsgálatai szerint még kalkopirit is kimutatható. A szfaleritben ugyanis helyenként teljes rendezetlen eloszlásban kalkopirit hintések mutatkoznak lebenyszerű képletek, cseppek alakjában (l. a XXIX. táblát), amit csak szételegyedéssel értelmezhetünk. Esetenként a kalkopirit az (110) szerinti rácssíkoknak megfelelően pontsorokban rendeződött (l. a XXIX. táblát). Ez utóbbi arra utal, hogy a CuFeS_2 nem szételegyedés terméke, hanem az egyidejű kristályosodás epitaxikus szöveti elrendeződése. Teljesen hasonló szfalerit-kalkopirit rendszereket észlelt PANTÓ G. (1946) a borsabányai Toroiaga Mihály-telérében. A szfalerit belseje erősen üreges, feltehetően az anyalúgzárványok egykori maradványaitól.

A szfalerit nyomelem-összetétele (65. táblázat) eltér a Ferdinánd-altáró és Csengőbánya 80-as szintjén talált szfalerit nyomelem összetételétől (57., 58. táblázat). Különösen érdekes, hogy a szarmata ércesedés szfaleritjétől eltérően a mélyszinti ércesedés szfaleritjében kis mennyiségben Bi, Mo is rendszeresen jelentkezik, a Ga, In és Cd tartalma viszont csökken.

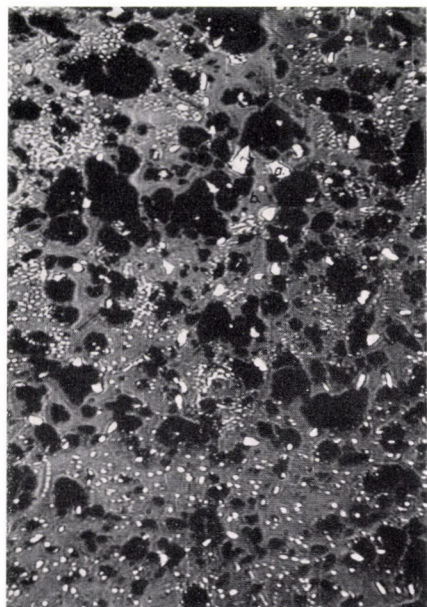
A galenit túlnyomó részben önálló, fészkes csoportosulásokból áll. Ha a galenit meddő, kovás (tridimit) alapanyagba van ágyazva, akkor benne kissé hullámos ívelésű „üregsorok” lépnek fel, ami arra utal, hogy a „kovagél” egyidejű megmerevedése idején nyomás érhetett (XXVI. tábla). Meglepő azonban, hogy a fenti szerkezeti formát nem minden galenit szemcsén észleltük, ami arra utalhat, hogy az említett feltételeknek csak a nagyobb szemcseméretűek voltak alávetve. Egyes galenit belsejében az (100) és (110) lapokkal párhuzamos lefutásban élénk reflexiós sávok mutatkoznak, mibenlétük azonban — egyelőre — nem tisztázható (XXVIII. tábla).

A piritet rosszul reflektáló „érdes-szemcsés” felület jellemzi, részletes ércmikroszkópi vizsgálatra alkalmatlan. A kovás fészkekben csak hintett pirit mutatkozik, ezt követően összefüggő érces mező következik, ami túlnyomó

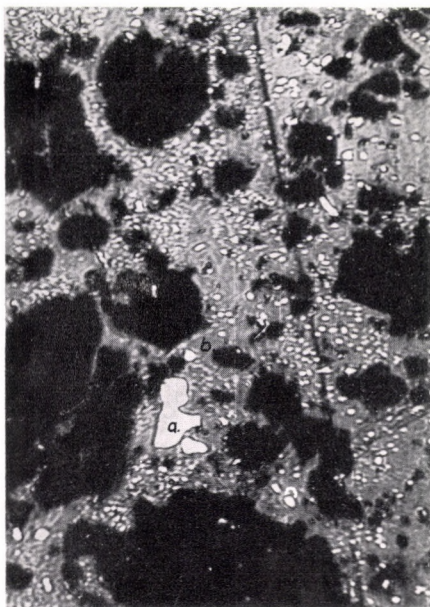
XXIX. tábla

Telkibánya 2. fúrás 947,7—949,0 m.

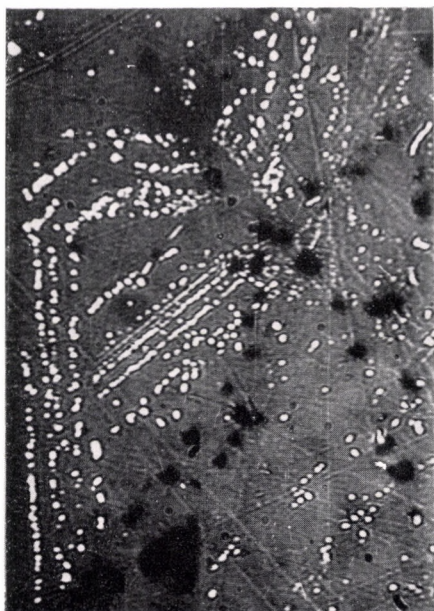
1. CuFeS_2 - (kalkopirit) hintések (a) rendezetlen eloszlása szfaleritben (b).
Olajimmerzió: $85 \times$.
2. CuFeS_2 - (kalkopirit) hintések (a) rendezetlen eloszlása szfaleritben (b)
(Egy másik mező részlete).
Olajimmerzió: $100 \times$.
3. CuFeS_2 (kalkopirit) a szfaleritben (110) szerint pontsorokban rendeződik el.
Olajimmerzió: $100 \times$.
4. ZnS (szfalerit) c · $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{KMnO}_4$ -gyel étetett szöveti, szerkezeti képe.
Olajimmerzió: $100 \times$.



1



2



3



4

részben szfaleritből áll. A kvarcfészkek környezetében a szfalerit a pirittel ritmusosan váltakozik. A galenit mindig pirit társaságában mutatkozik (l. XXVI., XXVII., XXVIII. táblákat).

Az eddigi megfigyelések szerint:



kiválási sorrend állapítható meg, mely utóbbival egyidejűleg kalkopirit kiválás is történt. Ezt követi két kovageneráció. Az első az összetöredezett ércanyagot cementálja, itt-ott újabb pirit kiválással. A pirit zömmel (100) lapokkal határolt, idiomorf kristályokból áll. A második kovageneráció teljesen ércsteril, belsejét esetenként hatszöges metszetek (α -tridimit?) tarkítják. E két kovageneráció (fészkek és erecskék) közötti összefüggés egyelőre tisztázatlan.

Az eddigi ércmikroszkópi megfigyelések alapján a 938,2—949,0 m között jelentkező telérben a következő kiválási sorrend állítható fel:

- I. fázis: Kőzetlebontás, steril hidroterma, pirit I.
- II. fázis: Galenit
Szfalerit és
Kalkopirit
- III. fázis: Kovakiválás, pirit II.
- IV. fázis: Kovakiválás szulfidok nélkül
Steril hidroterma

956,5—957,5 m között karbo-szilikokálitrachitban 5 mm vastagságú wurtzit-zsinór szabad szemmel monomineralikus, egynemű. Az erecske egyik peremén hintett megjelenésben (100) lapokkal határolt pirit látható. A markazit mennyisége nem számottevő. Ugyanitt az itt-ott megjelenő PbS-fészkek arra utalnak, hogy első kiválás két terméke az FeS_2 és a PbS. Az érczsinór zöme β ZnS-ből áll, ebben hintetlen esetenként az (100)-al párhuzamosan CuFeS_2 -fészkek rendeződnek el, amelyek sohasem csillag alakúak. A ZnS belsejében itt-ott PbS, FeS_2 (pirit) kiválás, anyalúgzárványok és kvarc is megjelenhet (XXX., XXXI. tábla).

Mindezek alapján az alábbi kiválási sorrend állapítható meg anélkül, hogy ZnS és CuFeS_2 kivételével ezek egymást felemészítő kiszorítás útján jöttek volna létre:



1073,4—1075,6 m között a szulfidos lencse zöld agyagos telérkitöltésben makroszkóposan zömmel FeS_2 -ből, alárendelten ZnS, PbS, CuFeS_2 -ből áll kovás

XXX. tábla

Telkibánya 2. fúrás 956,2—957,5 m.

Barnásfekete érczsinór kálitrachitban.

1. β ZnS-(szfalerit)mező étetve párhuzamos lamellákból áll.

Olajimmerzió: 45 \times , II Nik.

2. Anyalúgzárványos, likacsos szerkezetű β ZnS, megnyúlt lebenyszerű CuFeS_2 kiválással.

A szfalerit szegélyén félig sajtalakú pirit.

Olajimmerzió: 45 \times , II Nik.

3. β ZnS rendezetlen CuFeS_2 (kalkopirit) hintésekkel. A ZnS peremén idiomorf pirit.

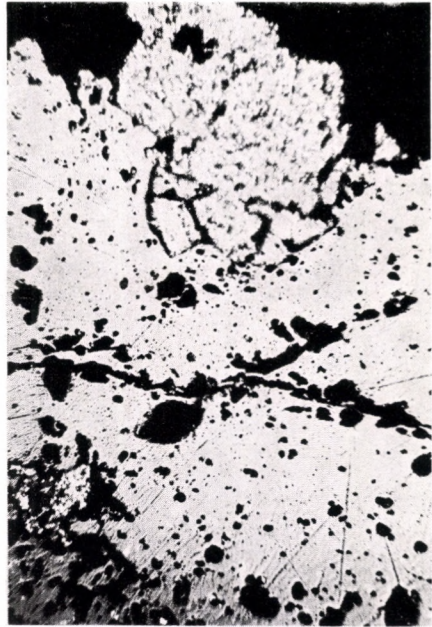
Olajimmerzió: 45 \times , II Nik.

4. A FeS_2 első kiválásai esetenként összefüggő sávot alkotnak a ZnS peremén, de ezzel nincsenek szöveti összefüggésben.

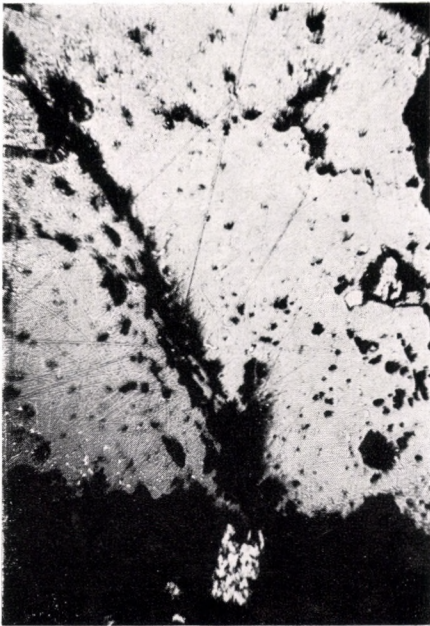
Olajimmerzió: 45 \times , II Nik.



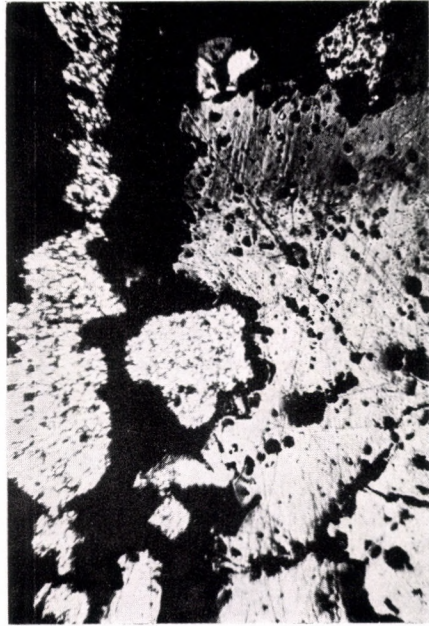
1



2



3



4

anyagba ágyazva. Az FeS_2 túlnyomórészt markazit, kisebb mértékben pirit. Ezek egymástól független elrendeződést tanúsítanak, nagyobb összefüggő foltban ritkán csoportosulnak (XXXII. tábla). Előbbi esetben a szöveti képből arra a következtetésre jutunk, hogy itt végső soron erős savas jellegű, egységes kovagéllel van dolgunk, amely az ércképző-elemeknek többnyire szelektált ionos oldatát tartalmazta. Nagyobb összefüggő folt esetén markazit \rightarrow galenit \rightarrow szfalerit \rightarrow galenit egymásutánosság tételezhető fel (XXXII. tábla).

Egy másik, ugyane helyről származó mintában előzővel teljesen megegyező ércásvány összetétel állapítható meg azzal a különbséggel, hogy itt a markazit és szfalerit kb. ekviparciális eloszlású. Egy esetben tapasztalhattuk a kalkopirit mellett acélkék tónusú izotróp színhatású kalkozin lebenyszerű megjelenését.

Érdekesen alakul a tortonai vulkanitok és a bennük jelentkező érces képződmények nyomelemtartalma is. A 65. táblázatból kitűnik, hogy az érces telér feletti tortonai agyagmárga alig tartalmaz nyomelemet. Karbonátban dús illites ásványos összetétele nem volt alkalmas kollektor nehéz fémek dúsítására. Az érces telér fedőjében csak mint ércsapda szerepelt.

Az érces telér megjelenésétől kezdve azonban a fúrás talpáig a vulkáni összlet nyomelemtartalma erősen megnövekedett. Közel 300 m vastag, szulfidos hintésben, lencsékben és így nyomelemben gazdag hipo- és metavulkáni összletet harántolt a fúrás.

Érdekes összehasonlítani — mint már említettük — a mélyszinti ércesedés szfaleritjének nyomelem-összetételét a Lobkowitz-telér szfaleritjének nyomelemtartalmával (59. táblázat). A Lobkowitz-telér szfaleritjétől eltérően a Bi, sőt Mo is állandóan kimutatható (65. táblázat), viszont kisebb a mélyszinti érces telér szfaleritjének Ga, In és Cd tartalma.

A telkibányai ércesedés kora és származása

A telkibányai ércesedés korára, még inkább az ércanyag származására vonatkozóan hasznos adatokat adtak Kovách Á. ólomizotópos vizsgálatai is. Annak érdekében, hogy a telkibányai ércesedésről és annak hegységen belüli és hegységen kívüli kapcsolatairól teljes képet kapjunk, az ólomizotópos vizsgálatokat.

1. A szarmata andezitben megjelenő Lobkowitz-telér (Csengőbánya),
2. Telkibánya 2. sz. fúrás tortonai andezitjében harántolt érc-telér és
3. Szerencsés leletként a Felsőregmec 1. sz. fúrás karbonkori homokkőjében talált hintett galenit-kristályok anyagán végeztük el.

A közönséges ólomérccek izotóp összetételében mutatkozó, földtani kortól függő tendenciák és ingadozások — mint közismert — radiogén hatásokra vezethetők vissza. Az izotóp összetételben bekövetkező változások utalnak a földtani keletkezés korára.

XXXI. tábla

Telkibánya 2. fúrás 956,2—957,2 m.

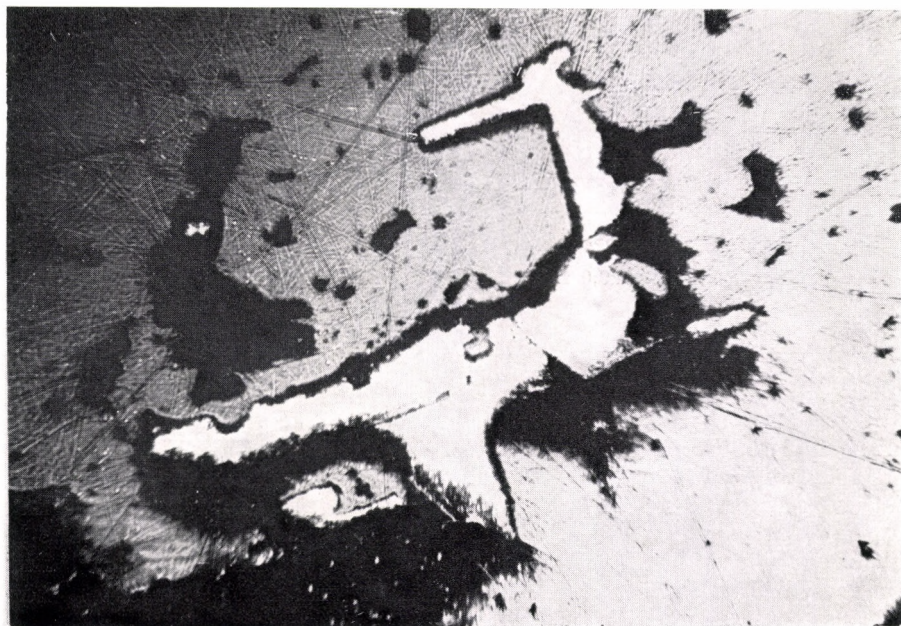
Barnásfekete ércsinór kálitrachitban.

1. PbS (galenit) vázkristályok β ZnS-ben (szfaleritben).

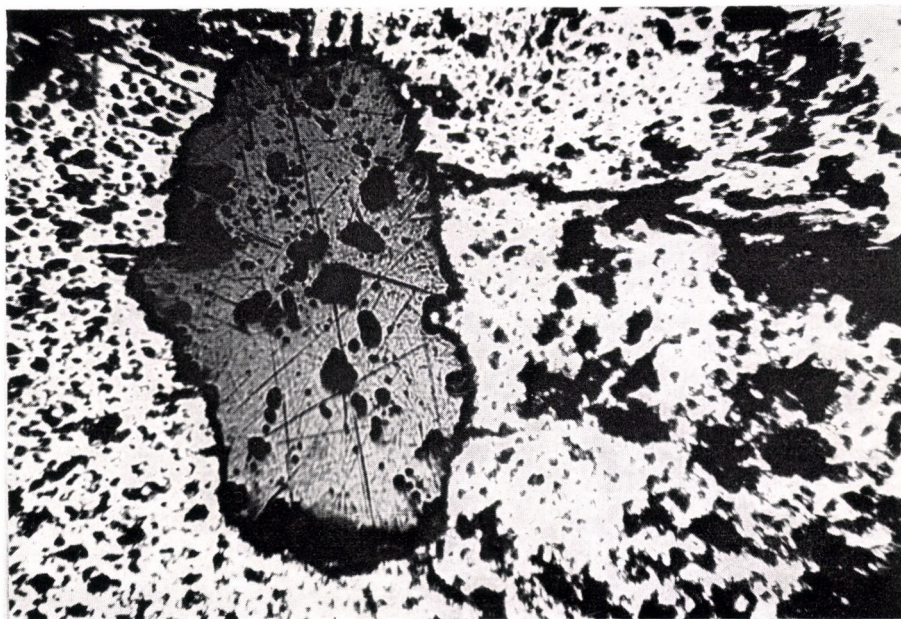
Olajimmerzió: $65\times$, II Nik.

2. A szfalerit különálló cseppszerű fészket alkot nagyobb FeS_2 mezőben.

Olajimmerzió: $65\times$, II Nik.



1



2

Az említett galenitekben KOVÁCH Á. (1965–66) a következő izotóp arányokat állapította meg (66. táblázat):

66. TÁBLÁZAT

A Tokaji-hegységből származó galenitek Pb-izotópos összetétele

Hely	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Galenit, Telkibánya, Csengőbánya Lobkowitz-telér	$18,71 \pm 0,08$	$15,79 \pm 0,06$	$38,59 \pm 0,008$
Galenit, Telkibánya 2. 947,7–949,0 m éretelér	$21,09 \pm 0,05$	$15,80 \pm 0,03$	$38,28 \pm 0,010$
Galenit, Felsőregmec 1. felső karbon homokkőből	$20,56 \pm 0,07$	$15,83 \pm 0,02$	$38,32 \pm 0,17$

Az adatok között mutatkozó eltérésekből, a Tokaji-hegységi ércesedésre vonatkozóan több fontos következtetést lehet levonni. Először is — összhangban a földtani eredményekkel — a telkibányai ércesedés területén két érchozó fázist lehet megkülönböztetni. Egy fiatalabb, kisebb radiogén anomáliát mutató, eddig is ismert ércesedést, amelyet a Lobkowitz-telér galenitje képviselt és egy nagyobb radiogén anomáliát mutató, csak legújában megismert mélyebb szintű ércesedést, amelyet a felszíntől számított 937–949 m között a Telkibánya 2. szerkezetkutató mélyfúrás tárt fel.

A tortonai andezitben mutatkozó erős anomália: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 21,09 \pm 0,05$ — KOVÁCH Á. véleménye szerint — kifejezetten utal arra, hogy a „juvenilis” komponens mellett régebbi ércesedés mobilizációjával is számolni kell. Még érdekesebb, ha a mélyszinten jelentkező telkibányai galenit Pb-izotóp összetételét a Felsőregmec 1. fúrásból származó galenitével vetjük össze (66. táblázat). A megegyezés szembetűnő, amiből az ércszolgáltatás közös forrására és az ércesedési fázis (ércmobilizálás) azonosságára is következtethetünk. A nyomelemösszetételük is hasonló. Sőt a nyomelemösszetételből az is megállapítható, hogy a Tokaji-hegység mélyszinti ércesedéséhez tartozó galenit nyomelemtartalma sok vonásban megegyezik a Szepes—Gömöri-Érchegység különböző ásványainak nyomelemtartalmával. Ez a körülmény, valamint az ércanyag és az ércmobilizáció időpontja között megállapított nagy különbség (KOVÁCH Á. 1967) lehetővé teszi azt a megállapítást, hogy a neogén vulkanizmus első fázisa a Tokaji-hegység területén egy idős, feltehetően kaledóniai ércesedés anyagát mobilizálta és hozott létre a tortonai andezitben éretelért, illetve a felsőkarbon homokkőben kisméretű galenit-kristályokat.

XXXII. tábla

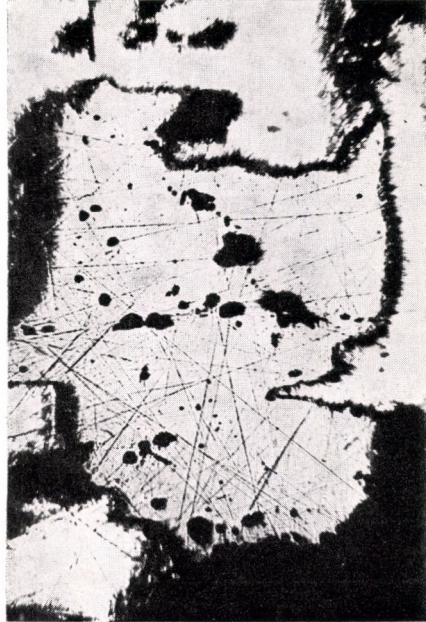
Telkibánya 2. fúrás 1073,4–1075,6 m.

Szulfidos lencse, zöld agyagos telérkitöltésben.

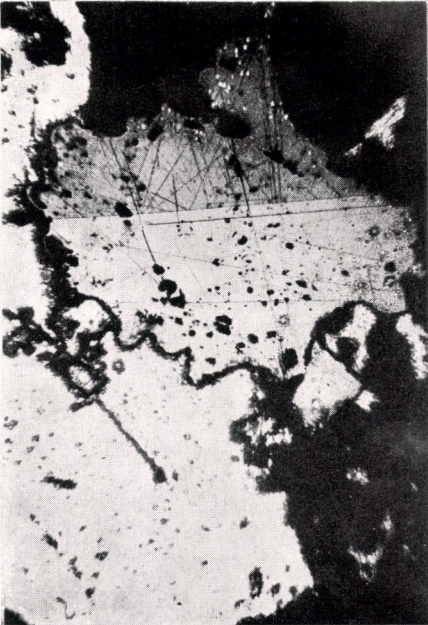
1. PbS szfaleritet követő kiválásának, kiszorításos szöveti megjelenése van. Peremén FeS_2 .
Olajimmerzió: $45 \times$, II Nik.
2. PbS- (galenit) vázkristály orientált összenövése ZnS-sel (szfalerittel).
Olajimmerzió: $45 \times$, II Nik.
3. A ZnS túlnyomó részben egykristályos felépítést mutat. Étetve a felvételen két különböző orientált összenövés látható, ahol a jobb oldali egyedben gyakoribbak a CuFeS_2 hintések.
Olajimmerzió: $45 \times$, II Nik.
4. Pirit—ZnS—PbS szöveti képe, ahol a PbS kiszorításos jelleggel a ZnS-be hatol.
Olajimmerzió: $45 \times$, II Nik.



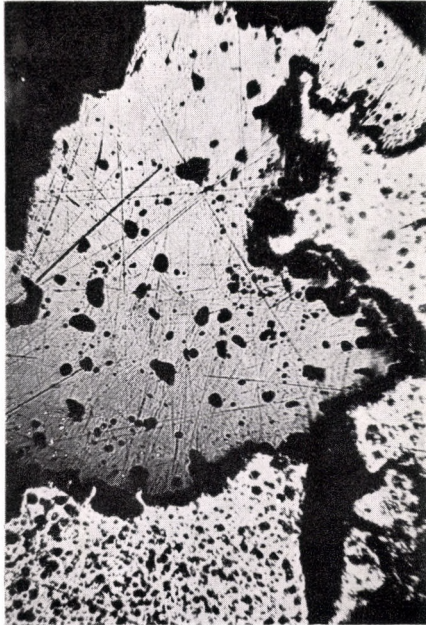
1



2



3



4

Még érdekesebb, ha a Tokaji-hegységi galenitek ólomizotóp összetételét a kárpáti hidrotermális ércesedések tükrében vizsgáljuk (67. táblázat). A börzsönyi, mátrai, telkibányai (Lobkowitz-telér) galenit izotópösszetételében alig van különbség. Ez alapon joggal fel lehet tételezni, hogy a kárpáti neogén ércesedések jórésze közös Pb-forrásból származik. Kivételt képez a Telkibánya 2. szerkezetkutató fúrásból származó galenit már említett anomális izotópösszetétele ($206_{\text{Pb}}/204_{\text{Pb}}=21,09\pm 0,05$), ami a Pb-forrás kora és az ércesedés időpontja közötti nagy különbségre utalva még idősebb (kaledóniai) képződeményekből való származtatást is feltételezhetővé tesz.

A telkibányai magasabb és mélyebb szintű ércesedés nyomelem-összetétele, mint láttuk (58., 65. táblázat) a mélyszintű ércesedés nagyobb hőmérsékletére utal.

A telkibányai területen tehát két ércesedési fázist tudunk elkülöníteni: a régen ismert magasabb szintű nemesfemes-pirités, epi-mezotermális ércesedés mellett, egy mélyebb szintű idősebb, mezotermális Pb—Zn—Cu-ércesedést.

67. TÁBLÁZAT

Magyarország neogén ólomérceinek izotóp-összetétele

Ércelőfordulás	Minták száma	$206_{\text{Pb}}/204_{\text{Pb}}$	$207_{\text{Pb}}/204_{\text{Pb}}$	$208_{\text{Pb}}/204_{\text{Pb}}$
Nagybörzsöny, Börzsöny hg.	3	$18,76\pm 0,05$	$15,74\pm 0,04$	$38,83\pm 0,04$
Gyöngyösoroszi, Mátra hg.	9	$18,61\pm 0,05$	$15,76\pm 0,04$	$38,90\pm 0,09$
Nagylipót, Mátra hg.	2	$18,74\pm 0,06$	$15,75\pm 0,05$	$38,72\pm 0,20$
Parádsasvár, Mátra hg.	2	$18,68\pm 0,07$	$15,76\pm 0,04$	$38,81\pm 0,08$
Telkibánya, Csengőbánya, Lobkowitz-telér, Tokaji-hg.	1	$18,71\pm 0,08$	$15,79\pm 0,06$	$38,59\pm 0,08$
Telkibánya 2. 947,7—949,0 m éretelér, Tokaji-hg.	1	$21,09\pm 0,05$	$15,80\pm 0,03$	$38,28\pm 0,010$
Felsőregmec 1. felsőkarbon homokkőből, Tokaji-hg.	1	$20,56\pm 0,07$	$15,83\pm 0,02$	$38,32\pm 0,17$

Meghatározta: KOVÁCH ÁDÁM

IV. A belső kárpáti neogén éreprovincia hidrotermális ércesedéseinek petrometallogenezise

A. A kárpáti nemesfémes ércesedések általános jellemzése

Az alpi, belső kárpáti éreprovincia nemesfémes telepeit az alpi szubszekvens vulkanizmus hozta létre. Az alpi szubszekvens vulkanizmusnak Magyarországon két ütemét különböztetjük meg: egy kisebb méretű korai és egy erőteljesen kialakult késői fázist. A késői szubszekvens vulkanizmusnak a pannóniai medence területén két fő típusa van.

A köpenyfelboltozódás szegélyén jelenik meg az uralkodóan andezites jellegű vulkánkoszorú. A medence bázisában hatalmas vastagságban uralkodnak az ignimbrites, riolitos, riodácitos kőzetek. Utóbbiak, tekintetbe véve mélységi kiterjedésüket, mennyiségileg messze felülmúlják az andezitet. Változatos hegységi kifejlődése és a hozzákapcsolódó jelentős hidrotermális ércesedés következtében azonban az andezites vulkáni koszorú vált világhírűvé (SZÁDECZKY-KARDOSS E. et al. 1967). A kárpáti andezites vulkáni koszorú erőteljes, késői fázisa a helvét—torton határon Ny-on indul meg, s fokozatosan Ny-ról K felé tolódik el. Adatok egyre szaporodó száma bizonyítja, hogy a vulkáni tevékenység mélyben rekedt mélységi, elsősorban dioritos (Selmecbánya, Brád) vagy savanyúbb (gránitos, granodioritos) tömegekkel áll kapcsolatban.

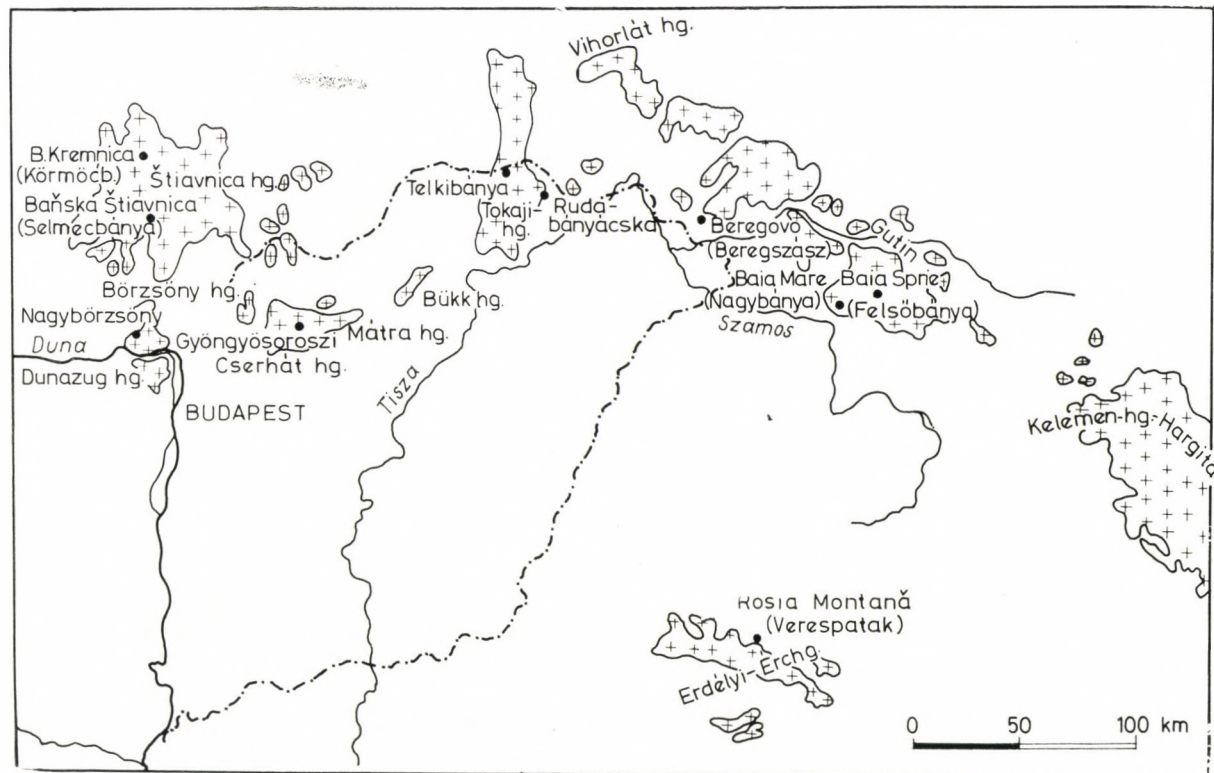
A késő-alpi szubszekvens vulkanizmus a későpliocénben — legújabb mágnesespólus mérések szerint a pleisztocénben — finális bazalt kitörésekkel zárul.

Az 50. ábra vázlatosan ábrázolja a kárpáti andezites vulkáni koszorú fontosabb hidrotermális telepeit. Tekintettel arra, hogy a Tokaji-hegység nemesfémes ércesedése elsősorban a körmöcbányai, a Gutin-hegység zázari és veresvízi, valamint az Erdélyi-Érchegység verespataki nemesfémes telepeivel rokon, a vulkáni koszorú határokon kívüli tagjaival is foglalkozom. Légrészletesebben azokkal, amelyeknél az ércesedést befolyásoló tényezők a telkibányáival azonos petrometallogenetikai fejlődést eredményeztek. De a telep-tilag eltérő ércesedéseknél is kiemelem a közös petrometallogenetikai jelleget.

A Dunazug-hegység petrogenetikája

A Börzsöny-hegységgel vulkanológiai egységet képező Dunazug-hegységben erőteljes petrometallogenetikai folyamatokról nincs tudomásunk. VENDEL M. (1944—47) is csak annyit említ róla, hogy benne tipikus és biztos propilitesedés nem ismert. Nemzetközi hírnevét nem hidrotermális ércesedésnek, hanem utó-vulkáni zeolitosodásnak, különösen szép zeolit ásványainak köszönheti.

Régebbi közlésekből (KOCH 1877; LENGYEL 1951) az andezit és a piroklastikumok zárványai alapján ismert, hogy a Dunazug-hegység alatt ÉK-i tektonikai vonallal elválasztva kristályos, illetve mezozoos alaphegység helyezkedik el. Sőt a Pilismarót 3. sz. fúrás a felső triászmezskövet el is érte. A mezozoos alaphegység jelenlétéről a vulkanizmus kezdetét jelző szubvulkáni képződmények gyakori karbo-jellege is tanúskodik. A vulkáni tevékenység gránatos biotitandezit és kvarcandezit lakkolitokkal és kis lávaömlésekkel a helvétii-



50. ábra. A kárpáti vulkáni koszorú vázlatos térképe

ben indul. Majd rövidebb szünet után (tengeri transzgresszió a felső-helvétiben) a tortonaiban nagy aktivitással, sztrатовulkáni jelleggel folytatódik. Termékei uralkodóan piroxén-, amfibolandezittufa, kevés láva. A sztrатовulkáni képződmények főleg a hegység széleken maradtak meg. A kisebb szubvulkáni testek a hegység D-i szélén és középső részén helyezkednek el (ZELENKA 1960). Legújabb közlés (KORPÁS—SZENDREI—PERREGI 1967) petrometallogenetikai fejlődést is jelez. A hegység centrális részén ugyanis — pl. Prédikálószték és Ágas-hegy között kimutatott beszakadásos szerkezet közeteiben — a K-mennyiségének megnövekedése észlelhető. A Prédikálószték amfibolandezit-jének K_2O -tartalma 3,7%, ami a hegységi andezitek átlagos K_2O -tartalmánál 1,5%-kal nagyobb. A beszakadásos szerkezetben megindult tehát a petrometallogenetikai fejlődés, nagyobb arányú mobilizáció, de megfelelő tektonikai preformáltság hiányában megrekedt, jelentősebb ércesedés nem alakult ki.

A Börzsöny-hegység petrometallogenezise

A Börzsöny-hegység vulkanizmusát is az alaphegység kifejlődése, szerkezeti helyzete döntő módon befolyásolta. Az ÉNy-i rész kristályos, az ÉK-i rész mezozoós alaphegységen nyugszik. A két alaphegységi rög érintkezési vonala határozta meg a vulkanizmus és a hozzá kapcsolódó ércesedés kialakulását. A vulkanizmusnak a Börzsöny-hegységben 3 fázisát különböztetjük meg:

1. Az első a helvét-tortonai fázis, PANTÓ GY. (1967) szerint, feltehetően primér magmakamrákból táplálkozott. A savanyúbb jellegű kezdeti működés a hegység É-i részén kisebb szubvulkáni testekkel, lakolitokkal jellemzett. A fázis főtevékenysége különálló központokból hatalmas rétegvulkáni képződéseket hozott létre amfibolandezitekkel és amfibolos piroxénandezitekkel (kezdeti működés). PANTÓ GY. erre vonatkozó elképzelését elvi vázlat tünteti fel (51. ábra).

2. A kristályos és mezozoós alaphegység találkozásánál szekundérmagmakamrák alakultak ki, amelyekben karbonátos kőzetek kontaminációja zajlott le (PANTÓ GY. 1967). Ezeknek a másodlagos magmakamráknak a kiürülése után a két alaphegységi rész érintkezésével párhuzamosan, központi 2–6 km hosszú kaldera keletkezett (l. az 51. ábrát). A második fázist ehhez a központi beszakadáshoz kötött szubvulkáni képződések orto-, hipo- és endo-metakőzetek jellemzik (kalderaalakuláshoz kötött képződmények). A karbonátos kontamináció olyan erőteljes volt, hogy még az „ortokőzetek” is tartalmaznak 0,4–1,6% CO_2 -t karbonátok formájában.

A kalderakialakuláshoz kötött hipo- és metavulkanitokon aszcendens és descendens folyamatok együttes eredményeként PANTÓ GY. (1967) határozott vízszintes öves elrendeződést figyelt meg. Ezek a kalderaalakulástól kifelé haladva a következők:

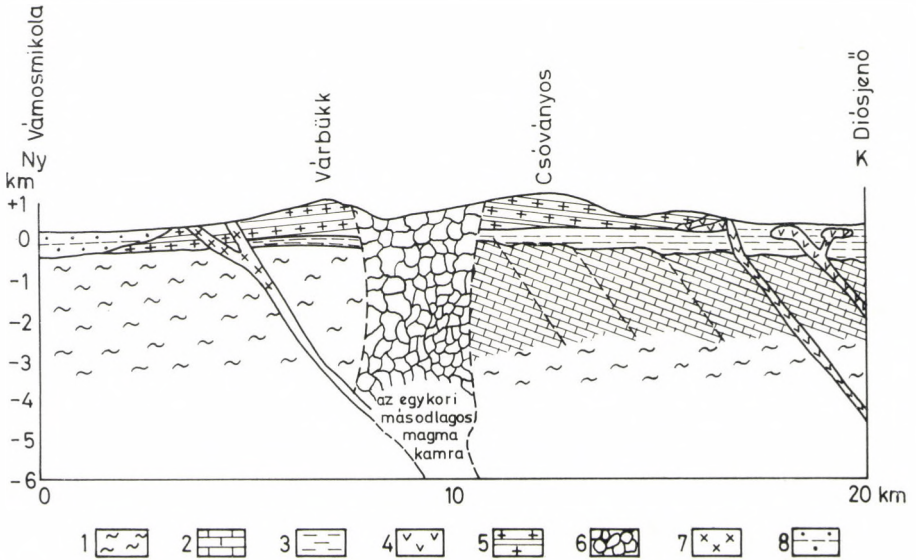
- a) szulfid tartalmú kőzetek,
- b) kloritosodott, iddingszitesedett kőzetek,
- c) karbonátosodott, agyagos-limonitos, goethitesedett kőzetek,
- d) oxianandezitek.

A kimutatott hipo- és metavulkanitok nagy mennyisége összhangban áll PANTÓ GY. és MIKÓ L. (1962) megállapításával, hogy a nagybörzsönyi ércesedés a kalderán belüli szerkezetben szubvulkáni tevékenységgel kapcsolatos.

Az említett, öves elrendeződésű hipo- és metavulkanitokat — kőzetát- számításokkal is igazoltan — H_2O - és CO_2 -kontaminációja jellemzi. Más szóval a legfontosabb mobilizáló faktor a H_2O és CO_2 volt. Ezért általános jelen- ség az andezites kőzetek nagyfokú karbonátosodása.

a) A szulfid tartalmú (szulfoandezit) kőzetek övére kloritosodás, uralito- sodás, hipopiritisedés jellemző. A pirit gyakran az amfibol magjában jelenik meg, de más színes elegyrészekben, ezek rezorbeált alakja körül is gyakori.

b) A második öv kloritosodása, uralitosodása szintén hipojelenség. A hidro- termális, azaz az endometapirit rezorbeálja a plagioklásztt és a kloritos pszeudo- morfózákat.



51. ábra. Elvi szelvényvázlat a Börzsöny-hegységen keresztül (PANTÓ GY. szerint)
Jelmagyarázat: 1 – metamorf aljzat, 2 – triász mészkőaljzat, 3 – vulkanizmust megelőző fedőhegységi képző-
 dmények, 4 – K-i perem működése, 5 – rétegvulkáni összet, 6 – kaldera, 7 – Ny-i peremi áttörések,
 8 – vulkanizmust követő fedőhegységi képződmények

A kloritos övben fellépő iddingsitesedés a hipofázis utolsó képződése, egy- ben a hipofolyamatok redukecióból oxidatívba való alakulását jelzi, s ilyen értelemben a kálimetaszomatózissal rokon. A kloritos, redukeciós sávoknak a kalcit állandó kísérője, míg az oxidáltabb részeken alárendelt szerepű.

A kaldera alakulás külső peremi öveinek (c, d) andezitjei karbonátos, agya- gos, limonitos kőzetek. Utóbbiak kialakulásában exogén folyamatok is fon- tos szerepet játszottak.

3. A harmadik fázist a vulkáni tevékenység elcsöndesedése jellemzi. A Ny-i hegység szélén kisebb dacitos szubvulkáni testek, kőzettelérek alakultak ki (kaldera peremi tevékenység).

A Börzsöny-hegységben tehát a kezdeti működést szubvulkáni testek, lak- kolitok, majd hatalmas rétegvulkáni képződések jellemzik. A paroxizmust a hegység központi részén a két alaphegységi rész érintkezésénél 2–6 km hosszú kaldera-képződés követte, a központi beszakadáshoz kötött szubvulkáni kép- ződéssel. Majd a vulkáni tevékenység a Tokaji-hegységgel egyezően dacitos, amfibolandezites, orto-jellegű kisebb képződésekkel zárul.

Sőt a telkibányai ércesedéshez hasonlóan itt is megtaláljuk a hipo- és meta-vulkánitok öves elrendeződését, ami itt a kaldera körüli vízszintes kialakulásban jelentkezik és belülről kifelé haladva lényegében a Tokaji-hegységben megállapított vertikális övek sorrendjével egyezik.

Csupán a maximális mobilizációt jelző kálimetaszomatózissal nem találkozunk. Ennek oka a Börzsöny-hegység viszonylag idősebb kora, nagyobb fokú lepusztulása (az ércesedés mélyebb szintje van feltárva). A magasabb szintekre jellemző kálimetaszomatitok már nincsenek meg.

A másik — szerintem fő oka — a kálimetaszomatózis elmaradásának a mélyreható törések hiánya.

Utóbbi az ércesedés kialakulását is meghatározta. Az érceloszlás uralkodóan impregnációs, fészkes és hasadékitöltő. Két fázisa van: *a*) egy nagyobb hőmérsékletű mezotermális, pirrhotinos, Fe-ben gazdag szfalerittel, kalkopirittel, Bi-ásványokkal; *b*) egy kisebb hőmérsékletű fázis arsenopirittel, galenittel, szfalerittel. Utóbbi a terület D-i részén újra nyíló hasadékokba hatolva lecsésés, szalagos „teléreket” hozott létre.

A Börzsöny-hegység feltárt ércesedése teleptani szempontból Telkibányánál lényegesen mélyebb szintet képvisel [teleptanilag Herzsabánya (Herja) ércesedésével rokon].

Különböző tényezők (földtani, tektonikai, kőzettani) szerencsés együttes jelentkezése csak a Dunazug—Börzsöny vulkánhoz É-on csatlakozó Selmeci-hegységben hozott létre a telkibányaihoz teleptanilag is hasonló epi-mezotermális nemesfemes ércesedést.

A Selmeci-hegység Au—Ag ércesedése

Körmöcbánya (Banská Kremnica)

A belső kárpáti fiatal vulkáni éreprovincia egyik legfontosabb ércesedése a selmecbányai (Banská Štiavnica) és körmöcbányai (Banská Kremnica) terület a Selmeci-hegységben. Földtani felépítés és petrometallogenetikai fejlődés szempontjából a telkibányai érceséssel különösen a körmöcbányai rokon. Így részletesen elsősorban ezzel foglalkozunk.

Magyar úttörő geológusok ma is helytálló klasszikus értékű, alapvető megállapításaihoz, az utolsó évtizedek legértékesebb adatait FIALA F. (1957., 1959., 1962) és BÖHMER M. (1961) szolgáltatták. Az alaphegység pontos jellegére, hogy az mezozoós, avagy kristályos, csak indirekt adatokból lehet következtetni. A vulkáni összlet közvetlen fekéje sem ismert, de feltehetően paleogén, vagy neogén üledékekből áll. A tortonban meginduló vulkanizmus három ütemű: andesites, riolitos és finális bazaltos.

FIALA F. (1959) 5 fázist különböztet meg:

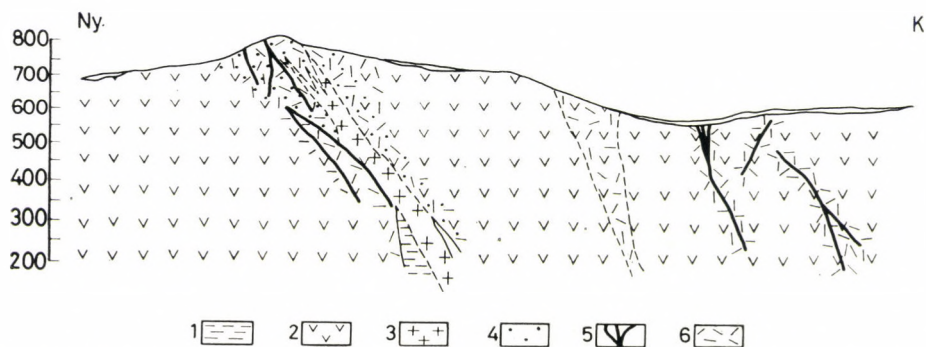
1. fázis: tortonai propilites piroxénandezit,
2. fázis: fiatalabb, tortonai, propilites piroxénandezit exploziós tevékenységgel kísérve,
3. fázis: biotit-amfibolandezit,
4. fázis: szarmata riolit, trachit, riodácit, tufákkal,
5. fázis: bazaltos andezit.

A földtani felépítés a börzsönyihez igen hasonló. Piroklasztikum, sztrato-vulkáni képződmények csak az érces terület széli részén jelennek meg. Az érces

területen belül a vulkáni kőzetek kálitrachittal kísért szubvulkáni képződések. Az érces terület a körmöcbányai terület centrális része, amely a Börzsöny felépítésével teljesen egyezően hatalmas depressziót jelöl (paroxizmust követő kaldera-képződmény). Ez az ércesedés szempontjából igen kedvezően, hatalmas andezites összlet (1000 m-nél vastagabb) kialakulásához vezetett.

Az erőteljes tektonikai mozgások ebben ÉÉK – DDNy irányú diszlokációs vonalakat alakítottak ki. A legerősebb tektonikai igénybevétel a jórészt propilites, idősebb piroxénandezitet érte.

A propilites piroxénandezit érces diszlokáció mentén jelentős kálifeldúsulás figyelhető meg (52. ábra). Az így keletkezett kálidús kőzet és a propilites andezit között a határ nem éles. A kérdéses kőzet külső megjelenésében BÖHMER (1961) szerint igen hasonló a leukokrát, amafitos vulkanitokhoz, vagy a hidrotermálisan kifakult andezitekhez. Ezekről csak több mm-es,



52. ábra. Földtani szelvény a körmöcbányai főtélér-rendszert kísérő trachittömegben keresztül (BÖHMER M. szerint)

Jelmagyarázat: 1 – tufás homokkő, 2 – idős piroxénandezit, 3 – riolit, 4 – kálitrachit, 5 – éretélér, 6 – hidrotermálisan kiféhéredett övek

feltűnően csillogó káliföldpát fenokristályaival tér el. A káliföldpát fenokristályok törésmutatója és kettőstörése kicsi, optikai tengelyszöge $2V = 20-30^\circ$, optikai sajátságai alapján kis hőmérsékű szanidin (BÖHMER 1961), plagioklász utáni pszeudomorfoza, hipovulkáni képződés. Az alapanyag kvarc, káliföldpát szemekből, ércpigmentből, s egyéb alkotókból áll.

Az érces telérek részletes vizsgálata alapján a területen egy második káliumot hozó fázis is megállapítható volt, jelentős mennyiségű kovásodással kísérve. Az így keletkezett kőzetek világosszürkék, porózusak, helyenként az erős kovásodás miatt telér jellegűek. A mikroszkópos képen az eredeti andezit porfíros szövete jól kimutatható. Kezdetben a plagioklász szericitesedik, a hipersztén kloritosodik, gyakran a plagioklász repedései mentén káliföldpátosodás indul meg, amely fokozatosan kiszorítja a szericitet. Az így keletkező káliföldpát optikai sajátságai alapján „adulár”-nak felel meg, $2V = 5-30^\circ$ optikai tengelyszög értékkel. Az „adulár” kétségtelenül hidrotermális metasomatikus eredetű plagioklász pszeudomorfoza. Az alapanyag adulár, kvarc, pirit halmazzaiból áll.

A szürkészöld adulárosodott andezit közvetlenül kapcsolódik az andezit propilites fácieséhez. A kálitrachit (andezitogén kálimetaszomatit) kémiai elemzési adatait a 68. táblázaton tüntettük fel.

*Kálitrachit (andezitogén, riolitogén kálimetaszomatit)
elemzési adatai a körmöcbányai ércesedés területén*

	Andezitogén kálitrachit		Riolitogén kálitrachit
	Šturec D-i rész Schrämen-telért kísérő kőzet %	Šturec D-i rész Schrämen-telért kísérő kőzet %	Schüllersberg %
SiO ₂	62,65	59,83	69,93
TiO ₂	0,64	0,89	0,60
Al ₂ O ₃	15,07	16,38	14,63
Fe ₂ O ₃	4,14	7,57	1,86
FeO	0,68	—	0,04
MnO	0,10	0,10	ny
CaO	0,54	0,62	0,53
MgO	1,56	1,22	0,10
Na ₂ O	0,36	0,07	2,28
K ₂ O	9,80	8,67	8,10
H ₂ O ⁺	3,68	3,39	0,92
H ₂ O ⁻	0,63	0,63	0,28
P ₂ O ₅	ny	—	0,10
SO ₃	1,20	—	—
	100,95	99,81	99,37

Elemző: VNUKOVÁ K. HYVES L. VNUKOVÁ K.

A telkibányai területhez hasonlóan a kálimetaszomatózis két fázisát különböztethetjük meg. Az első, amely a kis hőmérsékletű szanidint hozta létre, a propilitesedésből kifejlődő hipofázis, prépetrometallogenetikus folyamat. A másik jellegzetes endometakálimetaszomatózis, színpetrometallogenetikus folyamat, amely az andezitben kovásodással kísért plagioklász utáni „adulár” pszeudomorfózákat, az összes telérekben gyakori adulárképződést hozott létre. A K-mobilizáció tehát az Au- és Ag-ércesedésekben is folytatódik.

A kálimetaszomatózis erőteljes kialakulásában BÖHMER (1961) véleménye szerint azoknak a savanyú magmatitoknak (gránitoid és riolit) is fontos szerepe volt, amelyek az andezit-vulkanizmus utolsó fázisában — közvetlenül a kálimetaszomatózis előtt — jöttek létre. Ezek közzelteként nyomultak az andezit diszlokációs vonalaiba, sok mobilis komponens (alkáli-fémek, vízgőz) adva át a szomszédos andezites kőzetnek (l. az 52. sz. ábrát).

A petrometallogenetikai fejlődés utolsó fázisát, a körmöcbányai ércesedést, Au- és Ag-tartalom, kis mennyiségű színes fém jellemzi. Az ásványparagenezis a telkibányai ércesedéshez hasonlóan szegényes.

A nemesfém tartalmú teléreknek 2 főtípusát különböztethetjük meg:

1. Az elsőt a kvarc és a karbonát egyidejű fellépése,
2. A fiatalabbat kalcedon és elektrum jellemzi.

Az első típusba sorolható teléreknel (BÖHMER M. 1961) 6 fázist különíthetünk el. Legidősebb a karbonátos fázis. A telérek uralkodó része az 1. kvarc-periódusban jött létre. Az 1. periódus telérkvarca finom szemű, szürke. Az érc-ásványokat pirit és kevés arzenopirit képviseli. Az Au szubmikroszkóposan jelentkezik. A második, kvarcos periódus durvaszemű, kvarcát kalkopirit, szfalerit, galenit kíséri. A kovás periódus tömeges piritjében az elektrum mik-

roszkopikus méretekben koncentráldott. A kvarcos-karbonátos periódust tömeges dolomit, kalcit képviseli ritmikusan váltakozva durva kvarccal. A kvareban izolált sávokban galenit, szfalerit, kalkopirit, pirargirit, prouisztit, tetraedrit, elektrum jelentkezik. A legfiatalabb antimonit fázist kvarc, kalcedon, markazit, melnikovit kíséri (BÖHMER M. 1961).

A második telérrendszer jellegzetessége a látható elektrum gazdag koncentráldása a II. kovás periódusban. Az elektrumot pirit, arzenopirit, kalkopirit, galenit, szfalerit, pirargirit, tetraedrit és új ásványként molibdenit kíséri. A nemesfém-bányászatot az antimonit kibányászásával teszik gazdaságossá.

Az elmondottak alapján a körmöcbányai terület petrometallogenetikai folyamatait a 69. táblázatban összesítjük.

69. TÁBLÁZAT

Petrometallogenetikai folyamatok a körmöcbányai érces területen

	A mobilizáció faktorai	Petrometallogenetikai folyamatok	Keletkező kőzetparagenezis
Aszcendens mobilizáció	Ércesedés előtti folyamatok		
	H ₂ O, (O ₂), S, (K ₂ O) (vulkáni működés híposzakasza)	Propilitesedés	Andezitogén propilit
	H ₂ O, O ₂ , K ₂ O (vulkáni működés híposzakasza)	Kálimetaszomatózis	Andezitogén kálimetaszomatit (kálitrachit)
	Ércesedést kísérő folyamatok		
	Hidroterma + O ₂ , K ₂ O	Kálimetaszomatózis (adulárosodás)	Andezitogén kálimetaszomatit Adulár tartalmú érceléreik
	Hidroterma + SiO ₂	Kovásodás	Szilikokálitrachit, kovás teléreik
	Hidroterma + S	Piritesedés	Szulfokálitrachit, pirites teléreik
	Hidroterma + CO ₂	Karbonátosodás	Karbokálitrachit, karbonát-dús telér
	H ₂ O (fokozott mértékben)	Szericitesedés, kaolinosodás	Hidrokálitrachit
	Ércesedés utáni folyamatok		
Deszcendens mobilizáció	S-tartalmú utóvulkáni tevékenység	Alunitosodás	Alunitos kálitrachit
	H ₂ O, CO ₂	Karbonátosodás (SiO ₂ -felszabadulással)	Hidro-szilikokálitrachit
	O ₂ , H ₂ O	Oxidáció, redukció	Oxikálitrachit, ércfeldúsulás

Selmecbánya (Banská Štiavnica)

Nagy vonalakban a selmecbányai terület is a körmöcbányaival azonos petro-metallogenetikai fejlődésű. Régebbi és újabb adatok, a Nemzetközi Geológiai Kongresszusra készült legújabb ismertetés (KAROLUS K. — FORGÁČ J. — KONEČNÝ V. 1968) és saját megfigyeléseim alapján az alábbi vázlatos genetikai képet rajzolom meg.

Az alaphegységet triász képezi. A vulkanizmus andezites tevékenységgel itt is a tortonban indult meg, és a finális bazalt kitöréssel a pliocénban ért véget. A bazalt ércesedés utáni. A vulkáni tevékenység fázisai lényegileg a körmöcbányai területtel azonosak. Legerőteljesebb a 2. andezit-fázis, amely 300–500 m vastag vulkáni összletet hozott létre. A kis hőmérsékletű polimetallos ércesedés kialakulását mélységi magmás tömegek (larámi granodiorit, kvarcdiorit, diorit), kvareporfirrit telérek kedvezően befolyásolták. Az említett mélységi magmás tömegeket új szerzők (ROZLOŽNIK—ŠALAT, 1963, ROZLOŽNIK, 1969) a D-Erdély-i banatit intruzional analognak tekintik. Rozložnik (1969) szerint ezek a banatitok képezik a magját a selmeci érces területnek. A legerőteljesebb metasomatikus átalakulás (propilitesedés, kálimetaszomatózis) a piroxéndezitet érte. A mezozóos mészkő és kvarcdioritporfirrit (régebben dácit) dákj kontaktusán fellépő Bieber-telér volt a metasomatizáló oldatok legfontosabb vezető csatornája. A kvarcdioritporfirrit (dácit) K-metasomatózisa (adulárosodása) is erős, sőt az erőteljes K-metasomatózist a szarmata korú, az ércesedésben csak közvetett szerepet játszó, vihnyei plagioklászriolit erős K₂O-feldúsulása (70. táblázat) is tanúsítja.

70. TÁBLÁZAT

Riolitogén kálitrachitok a selmecbányai ércesedés területén

	Kálitrachit „Riolit” Vihnye, Kötenger %	Kálitrachit „Riolit” Vihnye, Kötenger %
SiO ₂	72,84	68,08
Al ₂ O ₃	12,97	10,30
Fe ₂ O ₃	1,68	2,74
FeO	1,01	1,61
MgO	0,43	0,36
CaO	0,91	3,90
Na ₂ O	1,17	2,58
K ₂ O	6,59	9,48
H ₂ O ⁺	1,29	0,82
H ₂ O ⁻	0,31	0,05
TiO ₂	0,20	0,27
ZrO ₂	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,11	0,11
SO ₃	0,13	0,10
Cl	0,05	—
MnO	0,05	0,27
BaO	0,07	0,04
SrO	0,02	—
	99,87	100,76

Elemző:

VENDL ALADÁR

SÚRŰ JÁNOS

Az ércesedés fejtés alatt álló szintjein a legfontosabb ércásványok: galenit, szfalerit, ritkábban kalkopirit és pirit. A nem érces ásványokat SiO_2 -ásványok és karbonátok képviselik.

A Mátra-hegység petrometallogenezise

Az É-magyarországi andezites vulkanitok második nagy sztratovulkáni komplexuma SZÁDECZKY-KARDOSS E. és szerzőtársai (1967) szerint a Cserhát—Mátra vulkán. E sztratovulkáni komplexum két részből, egy jó megtartású K-i (Mátra), és egy erősen denudált, uralkodóan andezittelérekéből felépülő Ny-i részből (Cserhát) tevődik össze.

Az alaphegységet kristályos pala, illetve perm-mezozóos üledék építi fel. A Mátra-hegység vulkáni összlete is két mobilis alaphegységi rög érintkezése fölött alakult ki. A vulkanizmus és a hozzá kapcsolódó ércesedés szempontjából igen kedvező tényező a hegységben erőteljesen jelentkező szerkezeti mozgás. A vulkánosság a hegység egész területén az ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i szerkezeti főirányokhoz kapcsolódik.

A hegység ÉK-i részén jelentkező paleogén vulkánosság után a vulkáni tevékenység a Mátra-hegység Ny-i részén rioluttufa szórással a burdigáli-helvéti határán indul meg, és andezitkitörésekkel többszörösen váltakozva intenzitásának maximumát gyakori hipovulkanitos képződéssel a tortonaiban éri el.

A vulkanitok petrometallogenetikai fejlődéséről a Ny-Mátrából közölt újabb adatok tanúskodnak (KUBOVICS 1965). A helvéti-tortonaiban négy andezit fázis állapítható meg:

1. Helvéti piroxénandezit,
2. Tortonai hiperszténandezit,
3. Tortonai bronzitos piroxénandezit,
4. Tortonai amafitos andezit, üreges andezit, mikroandezit.

Az andezit-fázisokkal kapcsolatban KUBOVICS (1965) négy hipo-metamagmás petrometallogenetikus folyamatot rögzített:

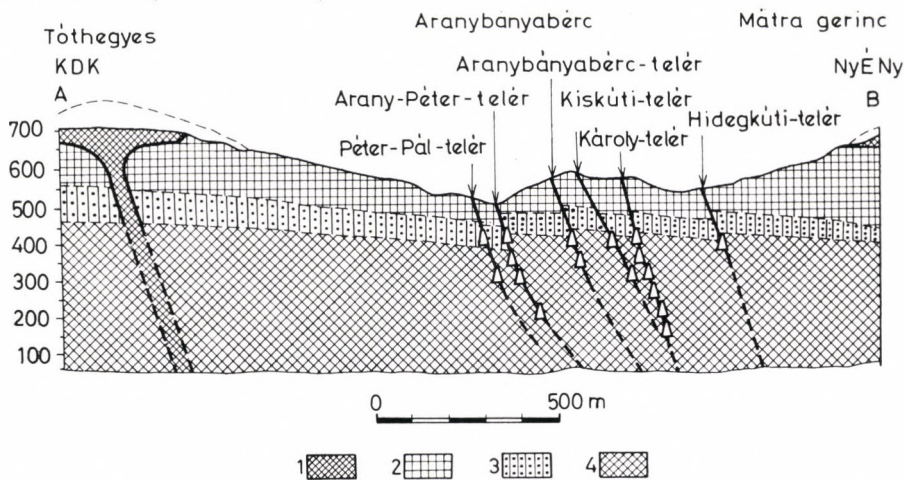
1. Bronzit-hipersztén hipo-metaátalakulás,
2. Hipo-metamagmás szeladonit-glaukonit képződés,
3. Endometa kálimetaszomatózis,
4. Exometa-folyamatok.

A nagyobb hőmérsékletű kálimetaszomatózis (szeladonit-glaukonit képződés, káliföldpátosodás) a telkibányai metasomatózishoz hasonlóan lúgos pH mellett oxidációs körülmények között ment végbe. Kisebb hőmérsékletű kovásodásról kalcedon kiválás tanúskodik. Exometa savanyú oldatok hatására a káliföldpát egy része agyagásvánnyá, esetleg szericitté alakult.

A legerőteljesebb hidrotermális tevékenység a hegység közepén felismert központi kalderához (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959), illetve annak beszakadásos szerkezetéhez kapcsolódik. A központi kalderán belül keletkezett a gyöngyösoroszi polimetallos ércesedés is. A gyöngyösoroszi ércesedés a telkibányai és körmöcbányai ércesedéshez képest az ércesedés mélyebb szintjét képviseli. Regionális petrometallogenetikai folyamat az ércesedés egész területén a propilitésedés. A gyöngyösoroszi telérek különleges szövetű propilités andezitben (53. ábra) alakultak ki (PANTÓ G. 1952). Nagyobb arányú prématallogenetikus kálimetaszomatózis, illetve hipovulkanitos kálitrachit (andezitogén

kálimeszomatit, szanidinit, adulárit) a legújabb térképezési munkák eredményeként (KISS J. 1960, VIDACS 1962, VARGA Gy. 1966, MEZŐSI 1968) kaldera (beszakadásos szerkezet) peremén félkörös ívben nyert kimutatást. A tortonai vulkanizmus utolsó fázisának terméke az ún. fedőandezit hidrotermális elváltozás, petrometallogenetikai fejlődés nélkül (53. ábra).

A telérek csapása a hegység jellemző szerkezeti irányjaival egyezik. A gyöngyösoroszi telérek csapásirányok szerint három csoportba oszthatók: a) ÉÉNy – DDK, b) ÉÉK – DDNy, c) NyÉNy – KDK. A NyÉNy – KDK-i csapású telérek biztosan idősebbek az ÉÉK – DDNy-i teléreknél, bár lényeges korkülönbség nincs köztük (VIDACS 1966).



53. ábra. A gyöngyösoroszi éreterület központi részének földtani szelvénye (VIDACS A. szerint)

1 — felső, bazaltos andezit (torton-szarmata), 2 — változékony, vegyes elváltozású piroxénandezit (torton), 3 — agglomerátumos andezittufa (torton), 4 — változékony, vegyes elváltozású piroxénandezit alsó rétegvulkános összelete (torton)

A telérek felnyílása nem egy alkalommal, hanem szakaszosan történt. A felszakadás, illetve a telérhasadék tágulása 5–6 alkalommal ment végbe. Legtöbbször nem a genetikai középsík mentén, hanem részaránytalanul zezugosan vagy lemezes fellazulásokkal. Ezért a kiválási sorrend megállapítása nem könnyű feladat. Különösen nehéz akkor, ha a felszakadás mellett még tektonikus morzsolódás is breccsássá tette a teléreket.

A telérek legfontosabb ércásványai a kiválás sorrendjében: pirit, galenit, kalkopirit, szfalerit, wurtzit, markazit. Leggyakoribb meddőásványok: kvarc, hegyikristály, kalcidon, opál, jáspis, ametiszt, kalcit, dolomit, manganokalcit, klorit, barit, cölesztin, fluorit, gipsz agyagásványok.

De van adat színmetallogenetikus kálimeszomatózisra, káliumfeldúsulásra is. A gyöngyösoroszi altáró pszeidotufás képződményeiben (KOCH S. 1966) kvarcon, fluoriton, illetve a tufán fennőve az ércesedéssel szingenetikus kálimeszomatózis bizonyítékaként víztiszta, „felsőbányai” típusú adulár-kristályok jelentkeztek, amelyekben az (110) forma lapjai uralkodnak. Jól fejlettek az (101), gyengébben a (001) forma lapjai. Némelyik adulár-kristályon vékony sáv formájában a (010) forma is megjelenik. Az üvegfényű adulár az ércépződés késői szakaszában létrejött ásványtársulás egyik jellemző tagja. Az adulár

kristályokat a még fiatalabb kalcit szkaleonéderes görbült kristályai, halma-
zai borítják. Az adulár legtöbbször csak a fiatalabb kalcit-generáció tagjainak
óvatos lemaratása után kerül napvilágra.

A gyöngyösoroszi altáró adulárjaira vonatkozó megfigyelés a telkibányai
telérekben észleltekkel tökéletesen egyezik. A telérekben szabad szemmel
adulárt csak igen ritkán lehet megfigyelni. A röntgendiffraktométer viszont
nagyobb mennyiségben mutatta ki. A legfiatalabb karbonátgeneráció tagjai
(kalcit, ankerit, sziderit) ugyanis a telkibányai telérekben is beborítják az
adulárt.

A központi beszakadásos szerkezethez kötött, mátrai sztratovulkáni össz-
letben a telkibányaihoz hasonló határozott öves szerkezet nem alakult ki.
Az érceloszlás függőleges változása fennáll, de egyenletes, szintről szintre alig
észrevehető folytonossággal. A mélység felé a galenit mennyisége csökken, a
szfalerit nő. A szfalerit mellett fokozatosan dúsul a kalkopirit és a pirit is.

Mindezek alapján összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az ércesedést ked-
vezően befolyásoló különböző tényezők a Mátra-hegységben együttesen jelent-
keznek. Az epi-mezotermális, polifémes gyöngyösoroszi ércesedés kialakulását
az alaphegység szerkezeti felépítése, az erőteljes szerkezeti mozgások ked-
vezően befolyásolták. Intenzív vulkáni működést és nagyfokú elemobilizációt
tettek lehetővé.

A hegység nagyarányú lepusztulása miatt feltáródtak a propilittel kísért
színes szulfidban gazdag telérek (l. az 53. ábrát).

A Beregszászi-dombvidék nemesfémes ércesedése

Kárpátukrajna, közelebről a Beregszászi-dombvidék érces neogénjével
utóbbi időben számos szovjet szerző (többek között MERLICS 1968, MALEJEV
1964, SZOBOLJEV 1955, LAZARENKO 1963, 1966, SZASZIN 1966) foglalkozott
alapvetően, sőt gyakorlatilag is eredményesen.

A K-kárpáti vulkáni terület belső peremén elhelyezkedő Beregszászi-domb-
vidék ércesedésének kialakulását döntő módon befolyásolta az alaphegység
jellege és más, a kárpáti területekkel egyező, ÉNy–DK-i irányú szerkezeti
elemek fellépése. A határ mentén, az Alföld ÉK-i részén a fő szerkezeti irányok
ÉK–DNy-i irányúak. A Beregszászi-dombvidék előterében két szerkezeti
egység: a Közép-Tiszamenti süllyedék és a Kárpáton belüli süllyedék érint-
kezik egymással. A Kárpáton belüli süllyedéket a kárpáti gyűrődéses övtől
ÉK-en hatalmas törésrendszer választja el, amelynek ÉNy–DK-i irányát a
Vihorlát–Gutin vonulat jelzi. Sőt a süllyedék DNy-i szárnyán átfutó törési
övet is vulkán-sor (Beregszászi-dombvidék) jelzi a felszínen (KULCSÁR 1968).
A két vulkán-sor közti terület HOMENKO (1966) szerint „vulkanotektonikus”
árok.

A legújabb nagyszámú fúrás adat szerint a Beregszászi-dombvidék egy
ÉNy–DK-i irányú hosszmenti törésrendszerrel és egy ÉD-i irányú haránt-
törési rendszerrel határolt rögboltozatot képez, amelynek DNy-i szárnya ma-
gyar terület felé hirtelen nagy mélységben zökken (KULCSÁR 1968). Hasonló
rögboltozatot állapítottak meg szovjet szerzők a bégányi érces területen is.

A Beregszászi-dombvidék nemesfémes, polimetallos ércesedésének közvetlen
feküjét mezozóos sorozat, diabáz, diabáztufa, spilit, kovás mészkő, radiolarit
képezi. A vulkáni összleten belül általában 4 fázist különítenek el. A vulkáni

tevékenység újabb szerzők véleménye szerint a helvétiben indult meg, s a pannón végén fejeződött be. A legerősebb az alsó szarmatában volt.

A neogén torton – szarmata vulkanizmust polimetallos nemesfemes-ércesedés, a felső-pliocén vulkanizmust higanytellur-bizmut ércesedés követte. A kárpáti vulkáni koszorú Beregszásztól Ny-ra fekvő tagjaiban a polimetallos nemesfemes-ércesedés, a K-re fekvő még fiatalabb tagokban a higany-ércesedés nyomai ismertek. A beregszászi terület egyesíti magában az[†] alpi szubszekvens vulkanizmus 2 érces fázisát.

SZASZIN G. (1966) Kárpátukrajna neogén ércesedéseit két, Kárpátukrajna határain túlterjedő metallogén szerkezeti zónához kapcsolja. Az É-i pliocén korú (fumarolás-szolfatára) ércesedés az Eperjesi-hegységet, a Vihorlátot és a Gutin É-i részét foglalja magába. A D-i miocén szerkezeti zóna (hidrotermális ércesedés) Telkibánya – Beregszász- és a Gutin-hegység D-i részét egyesíti. Az kétségtelen, hogy a petrometallogenetikai fejlődés – mint a következőkből is kiténik – a telkibányai és a nagybányai nemesfém-ércesedésekkel sok rokon vonást mutat.

A szovjet szerzők szerint a miocén vulkanizmussal kapcsolatos ércesedést hipobisszikus granodiorit, kvarcos diorit intrúziók jelenléte és sajátos metasomatikus kőzetelváltozás jellemzi. A polimetallos Au – Ag-ércesedés széles aureolával, kvarcosodással, kálföldpátosodással jellemezhető. A széles aureola a Szamos vonallal párhuzamosan Telkibányától (SZ. FUX – HERMANN 1951) Beregszászon keresztül (SZOBOLJEV és szerző társai 1955) Nagybányáig (GRUŠČA 1960) széles vonulatban követhető. Ehhez Beregszász környékén barit, alunit és jelentős kaolin előfordulás is kapcsolódik. A beregszászi terület második érces alfázisát kvarcit lelőhelyek Hg, Bi, Te kisebb ércelőfordulások jellemzik. E fázissal kapcsolatban kálföldpátosodás sehol sem észlelhető. Ugyanúgy, mint a Gutin pliocén vulkanitjaiban és metallogén szempontból ide kapcsolódó Görgényi-havasokban, Kelemen-havasokban és a Hargitában.

A nemesfemes, polimetallos ércesedés területén a törésvonalak más kárpáti területekkel egyezően ÉNy – DK irányúak. A törésvonalak menti elmozdulások maximális amplitúdója 100 m. Az ércesedés teléres, a teléreket hintési övek, fészkek, ércek kísérik. A telérek uralkodó csapásiránya ÉNy – DK, dőlés meredek, ÉK-i, 60 – 70°. A nemesfemes Au – Ag-ércesedés a derekaszegi alapfúrás tanúsága szerint a hármas osztatú, 3 riolittufa szintet és 3 üledékösszletet tartalmazó sorozatban foglal helyet. Fedőjét alluviális rétegek képezik. Az érces terület földtani viszonyait az 54. ábrán bemutatott szelvény tünteti fel. Legerősebb volt az ércesedés a riolitkitörésekkel határolt terület középső részén. Igen érdekes, hogy egyes szovjet szerzők nem a riolitkitöréseknek tulajdonítják az ércesedést, hanem a felszínen a csak a magyar területen megjelenő tarpai andezithez kapcsolják.

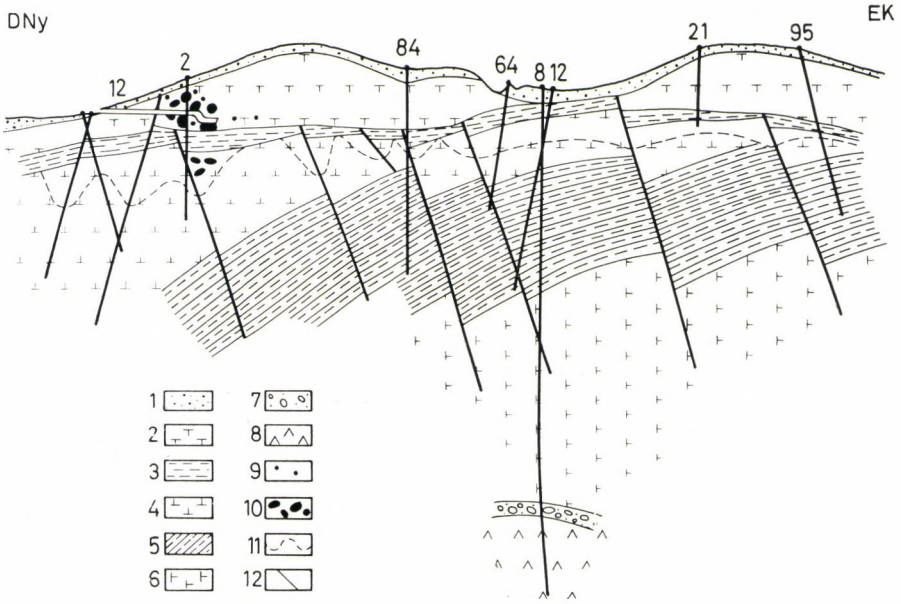
A beregszászi nemesfemes, polimetallos érces területen a telkibányaival egyező petrometallogenetikai fejlődés során aszcendens és deszcendens mobilizáció eredményeként határozott öves elrendeződés alakul ki (KNYAZEV – RESITKO – JURJEV 1964).

1. A beregszászi területen a hipergén eredésű oxidációs öv viszonylag gyenge intenzitású. A felszíni oxidáció a törésvonalak (telérek) mentén általában csak 100 m mélységig hatol le.

2. Az ércbefogadó kőzet felszínközeli körülmények között alunitosodott, kaolinotosodott riolittufa. Az alunitosodás csak kivételesen hatol le a telérek mentén a 220 m-es szintig.

3. Mélyebben a riolitban és a tufákban a teléreket piritisedés, adularosodás, albitosodás és kvarcosodás kíséri (riolitogén szulfo-szilikometaszomatit, kálitrachit).

A szulfidos ércesedés ezekben a kőzetekben jelentkezik. A szulfidos öv függőleges kiterjedése igen jelentős. A felszíntől számítva 800 m mélységig terjed. Az érces összleten belül is bizonyos öves elrendeződés figyelhető meg. A felső szintekben az érces kollomorf struktúrájúak. Gyakori a barit, markazit, a



54. ábra. A Beregszászi-dombvidék földtani szelvénye a derekaszegi alapfúráson és a régi bányán keresztül (LAZARENKO E. A. szerint)

1 — alluvium, 2 — felső riolittufa, 3 — felső üledékes rétegek, 4 — középső riolittufa, 5 — alsó üledékes rétegek, 6 — alsó riolittufa, 7 — kavics és konglomerátum, 8 — kovás mészkővel és radiolaritokkal váltakozó diabáz, 9 — alunitosodott riolittufa finom eloszlású hematittal, 10 — kvarcos-adularos kőzetek, 11 — az oxidációs öv határa, 12 — törésvonalak.

melnikovit, a pirit és a természetes Au. Sőt a riolittufák felső alunitosodott szintjeiben cinnabaritos bekérgezés is megfigyelhető.

A mélyebb szintek felé haladva nő a szfalerit mennyisége a galenithez, a sötét színű szfalerit a világosabb színű szfalerithez, az ólom és cink mennyisége az Au-hoz és Ag-hez képest. Az arany, ezüst viszonyában lefelé szintén változás áll be. A felszíntől számított 170 m-ig az Au 3-szorosan, az Ag 1,4-szeresen csökken.

A beregszászi terület hipo- és metavulkanitjainak, illetve teléres képződményeinek öves elrendeződését a 71. táblázatban foglaltuk össze.

*Hipo- és metavulkanitok és az érces telérek vertikális övei
a beregszászi érces területen*

Hipo- és metavulkanitok	Érces telérek
Oxiriolit és tufa	Okkeres kitöltés nemesfémestartalommal
Alunitos riolit és tufa, hidroriolit és tufa, hidro-szilikoriolit és tufa	Szulfidos kitöltés természetes Au-val, barittal, melnikovittal, markazittal, pirittel
Riolitogén kálitrachit (kálimetaszomatit), szulfokálitrachit, szilikokálitrachit	Szulfidos kitöltés pirittel, galenittel, szfalerittel

A beregszászi riolitos terület ércesedése — ahogy erre KULCSÁR (1968) már rámutatott, — a sárospataki Királyhegy felszíni jelenségeivel és földtani szerkezetével való hasonlósága alapján hazai érc kutatás szempontjából is figyelemreméltó.

B. Az erdélyi érctelepek metallogenezise

Erdély hidrotermális érctelepei metallogenetikai szempontból szintén a belső kárpáti fiatal-vulkáni ércprovincia tartozékai, amelyek a beregszászi ércesedésen keresztül a kárpáti terület alpi magmatizmusával a legszorosabb geotektonikai és metallogenetikai kapcsolatban állnak.

A belső kárpáti magmatizmusnak Erdély területén is 3 fázisa van. Iniciális, finális szimatikus és egy közbülső pszeudosziális (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1964), amely Stille-i értelemben egy késő-orogén és egy szubszekvens alfázisra osztható:

1. Szimatikus, iniciális
2. Pszeudosziális

későorogén	}	
szubszekvens	}	
3. Szimatikus, finális.

Ezt a belső kárpáti, fiatal vulkáni ércprovinciát Románia területén SUPERCEANU G. (1967) 3 alprovinciára osztja:

A. Iniciálbazaltos, geoszinklinál-érctelep

B. Banatitos és

C. Erdélyi fiatal vulkáni alprovinciára.

Az erdélyi fiatal vulkáni érctelepek és az érchező fázisok kapcsolatát az erdélyi fiatal vulkáni ércprovinciában SUPERCEANU G. (1967) nyomán a 72. táblázatban tüntettük fel.

Hazai telepeinkkel egyező petrometallogenetikai fejlődést elsősorban az erdélyi fiatal vulkáni ércprovincia mutat. Legújabb közlések (GHEORGHITA J. 1969) azonban a banatitos (granodioritos) ércprovincia területéről is szolgáltatott adatokat az ércesedés és a „hidrotermális átalakulások” kapcsolatáról. A banatit és mezozóos mészkő kontaktusán lejátszódó kontakt metamorfózist és metasomatózist jelentős hidrotermális tevékenység követte.

A K-gazdag hidrotermális oldatok a korai átalakulási fázisban K-földpátosodást, szericitesedést, majd agyagásványosodást, kovásodást hoztak létre. Legerőteljesebb a szericitesedés, leggyakoribb a szericit + kvarc + pirit paragenézis. Uralkodó agyagásvány az illit. A kovás oldatok fokozatosan gazdagodtak molibdénben és létrehozták az ércásványok szukcesszióját. Posztmetallogenetikus folyamatok: anhidrit-gipszképződés, zeolitosodás.

A fiatal vulkáni ércprovinciát is szubvulkáni hidrotermális ércelések és ércötömszök jellemzik. Ezek szubvulkánok és vulkáni kürtők tektonikai zónáiban alakultak ki. Szép, monoaszendens vagy poliaszendens képződések számos esetben komplex, regionális öves elrendezéssel.

Az erdélyi fiatal vulkáni ércprovinciának három fő területe van:

1. Gutin (Máramarosi-Érc-hegység), 2. Erdélyi-Érc-hegység (Munții Metali-feri), 3. Kelemen-havasok, Görgényi-havasok és a Hargita. A Gutin és az Erdélyi-Érc-hegység ércesedése a Beregszászi-hegység polimetallos nemesfemes telepeivel, a Kelemen-havasok, a Görgényi-havasok és a Hargita ércesedése

Erdélyi érctelepek eloszlása, érchozó fázisok az erdélyi fiatal vulkáni ércprovinciában
SUPERCEANU nyomán

érchozó fázis	az érctelepek elterjedése és jellege															
	Fe	Ti-V	Mn	B	Mo	W	Te	Cu-Py	Au-Ag	Pb-Zn	Ba	F	Sb	As	Hg	
finális vulkanizmus																
szubszekvens vulkanizmus																
későorogén magmatizmus																

a K-i-Kárpátok fiatalabb kvarcitos, Hg-os telepeivel párhuzamosítható. Ezek közül mi részletesebben csak a Gutin és az Erdélyi-Érchegység legjellegzetesebb telepeivel foglalkozunk, amelyek a petrometallogenetikai fejlődésnek hazai telepeinkkel egyező fokát képviselik (55. ábra).

A Gutin-hegység nemesfémes ércesedése

A Ny–K-i csapású Gutin-hegység 70 km hosszú, legnagyobb szélessége Nagybányánál 40 km. A hegységet éles morfológia, kúpalakú formák, meredek tarajok jellemzik. Legmagasabb csúcsa 1445 m. Ércesedése a hegység D-i részén jelentős.

A hegységnek két fő szerkezeti egysége van: 1. idősebb kristályos és üledékes aljzatról+jura-akvitáni üledéklepelből álló alaphegység, 2. miocén-pannon üledékes és vulkáni fedőhegység. GRUŠČA D. (1961) a vulkáni tevékenységnek 3 fázisát különíti el:

1. *Felső-tortonai fázis*: uralkodóan riolittal,
2. *Szarmata fázis*: uralkodóan dácittal, kvarcandezittel, kevesebb amfibol-piroxénandezittel,
3. *Pliocén (pannon) fázis*: piroxénandezittel, a finális vulkanizmusnak megfelelő bazaltos andezittel.

aduláron kívül szeritet, kaolinit, montmorillonit is jellemez. Mellettük gyakran kvarc, kalcedon, pirit, hematit, limonit is képződik.

A Nagybánya környéki ércesedést kísérő különleges „riolitok”-ra először PÁLFY hívta fel a figyelmet (1914). Jó megfigyelőképességre utaló leírása pontosan ráillik a telkibányai kálitrachit kőzetre is. Az elemzési adatok (73. táblázat) még jobban alátámasztják a telkibányai kálitrachit és a nagybányai „riolitok” hasonlóságát és genetikai azonosságát.

73. TÁBLÁZAT

A nagybányai kálitrachit, kálímetaszomatit (PÁLFY-féle riolit) kémiai összetétele

	Kálitrachit Nagybánya, Morgógerinc	Kálitrachit Nagybánya, Kőalja
	%	%
SiO ₂	66,22	63,51
TiO ₂	0,37	0,42
Al ₂ O ₃	15,58	17,73
Fe ₂ O ₃	5,29	4,05
FeO	0,33	1,00
MnO	—	0,04
MgO	0,17	0,42
CaO	0,27	ny
Na ₂ O	0,39	0,59
K ₂ O	10,02	9,81
Izz. veszt.	1,05	2,05
P ₂ O ₅	0,07	ny
	99,76	99,62

Elemző: EMSZT KÁLMÁN

A nagy K₂O-tartalom és a Na₂O, CaO kis mennyisége már PÁLFYnak (1914) is feltűnt. Helyesen ismerte fel, hogy a kőzet opacitosodása még a megszilárdulás előtt történt és nem utólagosan a felszínen.

VENDL A. is foglalkozott (1927) a nagybányai ún. riolittal és több, a riolitnál szokatlan bélyegre (az összvas tartalom aránylag nagyobb, a kovasav mennyisége viszonylag kicsi) hívta fel a figyelmet. A nagybányai kálidús kőzet értelmezése ma már világos. Káliföldpátjának „adulár” jellege és metasomatikus eredete sokoldalúan alátámasztott (Sz. FUX—HERMANN 1951, GIUȘCĂ 1961, Sz. FUX 1964). Az adulárosodás Nagybányán is a felső szintekre és a telérek szomszédságára korlátozódik (Borkúti-völgy Au-telérek, Veresvízi-telérek). A kőzetben az adulár uralkodóan plagioklász utáni pseudomorfóza. Mérete igen változatos. Gyakori az albit és periklin törvény szerinti ikerösszenövés. Több esetben karlsbadi iker is fellép. Az optikai sajátságok is jól tükrözik a plagioklász-adulár fokozatos átalakulását.

Az „adulár” az alapanyagban pseudomorboédeser átmetszetekben is jelentkezik. Rendszerint kvarccal társul. Mennyisége változó. A nagyobb kristályok gyakran triklin modifikáció felé átmenetek. Az adulár kivételesen nemcsak a plagioklász után pseudomorfóza, hanem kvarccal kísérve piroxénben is megjelenik (GIUȘCĂ C. 1961). A kvarcandezit kvarc-fenokristályai — éppúgy mint a telkibányai fúrás dácitjái — teljesen rezisztensek a metasomatikus átala-

kulással szemben. A limonit mindig jelen van. Az együttes gyakori kísérői a pirit, a hematit, ritkábban a kalcit, a szericit (szulfo-, karbohidrokálitrachit).

A szericitesedés a Gutin-hegységben lehet színmetallogenetikus és posztmetallogenetikus folyamat. Herzsa, Totósbánya, Kapnikbánya területén különösen elterjedt az érces telérek mentén, néha az adaláros öv széli részének periferikus transzformációja. Így horizontális övek jönnek létre: kloritos öv → szericites öv → adaláros öv → szericites öv → kloritos öv.

A szericitesedés maximális intenzitását gyakran az ércesedés alatt éri el (MANILICI V.—STIOPOL V. 1969). Színmetallogenetikusan az illit is gyakori, mint a pirités Cu-ércesedés kísérője.

A kaolinosodás más területekhez hasonlóan legtöbbször deszcendens, a szekundér és a felszíni oxidációs övben, illetve kis mélységig, elterjedt. Utóbbi esetben a Pb—Zn-telérek kísérője,

A montmorillonitosodás szintén uralkodóan deszcendens folyamatok hatására keletkezik. A legfiatalabb andezit diaklázisaiban különösen gyakori. Legtöbbször opál kíséri.

Mindezek alapján a nagybányai terület petrometallogenetikai fejlődését, a keletkező hipo- és metaközveteket a 74. táblázatban foglaltuk össze.

74. TÁBLÁZAT

Petrometallogenetikai folyamatok a nagybányai érces területen

	A mobilizáció faktorai	Petrometallogenetikai folyamatok	Keletkező kőzetparagenézis
Aszcendens mobilizáció	Ércesedés előtti (prématallogenetikus) folyamatok		
	A vulkáni tevékenység hipofázisa $H_2O + S (+CO_2)$	Propilitesedés	Andezitogén propilit
	Hidroterma $H_2O + K_2O + O_2$	Kálimeszszomatózis (adalárosodás)	Kálitrachit (andezitogén kálimeszszomatit, adalárit)
	Ércesedést kísérő (színmetallogenetikus) folyamatok		
	Hidroterma $H_2O + K_2O + O_2$	Kálimeszszomatózis (adalárosodás)	Kálitrachit (andezitogén kálimeszszomatit, adalárit)
	SiO ₂ S CO ₂ H ₂ O	Kovásodás Piritesedés Karbonátosodás Szericitesedés	Szilikokálitrachit Szulfokálitrachit Karbokálitrachit Hidrokálitrachit
Deszcendens mobilizáció	Ércesedés utáni (posztmetallogenetikus) folyamatok		
	Hidroterma H_2O, CO_2	Szericitesedés kaolinosodás kovásodással kísérve	Sziliko-hidrokálitrachit (kaolinos)
	Felszíni vizek H_2O, CO_2	Kaolinosodás	Hidrokálitrachit (kaolinos)
	Felszíni vizek H ₂ O	Montmorillonitosodás	Hidrokálitrachit (montmorillonitos másodlagos ércfelhalmozódással)

A petrometallogenetikai fejlődés eredményeként keletkezett epitermális szubvulkáni Au—Ag-ércesedések a hegység D-i részén keskeny hasadékokban (telérekben) alakultak ki. A telérek csapása uralkodóan Ny—K-i, ÉK—DNy-i.

A hegység ércesedésének 3 legfontosabb típusa:

a) Epitermális szubvulkáni Au—Ag ércelének adalárosodott kvarcandezittel és dácittal kapcsolatban. Ilyen többek között a nagybányai körzetből Zazár, Kereszthegy, Veresvíz.

b) Epi-mezotermális Au—Ag ércelének adalárosodott kvarcandezittel és dácittal kapcsolatban. Ilyen többek között Borzás, Kereszthegy.

c) Mezotermális komplex ércesedés amfibol- és kvarcandezittel, kitűnő poliaszcendens zónációval, helyenként nagyobb mélységben (Felsőbánya) mezo- és katatermális paragenezisekkel. Ilyen többek között Iloba, Totósbánya, Felsőbánya, Herzsa, Kapnikbánya.

A hegység jellemző elemei: Au, Ag, Pb, Zn, Cu (mint Telkibányán).

Nagybánya (Baia Mare): Zazári ércesedés

A zazári Au—Ag-telérek a Borkúti-völgy K-i oldalán Nagybányától 3 km-re a Poprád-hegyben található.

Jelenleg a legfontosabb Au-ércesedés a Gutin-hegységben. Az Au elsősorban kvarctelérekben, finom kolloid (szubmikroszkópikus) eloszlásban jelentkezik (zúzóérc). Pirithez és kalkopirithez is kötődik arany, de ez az előbbinél mindig kevesebb. Szemmel látható termésarany még kisebb mennyiségben jelentkezik. Az ezüst ásványa a pirargirit. A jelentős aranytartalom a mélység függvényében először nő, majd hirtelen csökken. Az arany csökkenésével egyidejűleg színes szulfidok, galenit, szfalerit jelennek meg. Az ÉÉK—DDny, illetve közel É—D-i csapású telérek száma közel 100, ennek a negyede műre való. A telérek kivétel nélkül adalárosodott kvarcandezitben alakultak ki. A fontosabb telérek 600—800 m-es csapáshosszban és 300 m vertikális kifejlődésben ismertek. A Zsófia-telérek kitöltése kolloid pirittól sötétszürkére színezett kova, amelyet fehér telérkvarc, sávós ametiszt hálóz be. A druzákban több cm-es ametiszt, illetve hegyikristályok ülnek. A telérkitöltésben sárga pirit-markazit-zsinórok gyakoriak. Meglepő az a hasonlóság, amelyet a Zsófia-telérek, a XV. telér és a Telkibányán az új kutatásokkal feltárt kis hőmérsékletű, kovás, kvarc-geodás, ametisztos, markazitos Jóreménység-telér között már előzetesen említettünk.

A nemesfém-tartalom függőleges változását a zazári érces területen a 75. táblázat jól tükrözi.

75. TÁBLÁZAT

Nemesfémestelérek Au-tartalmának függőleges változása a zazári érces területen

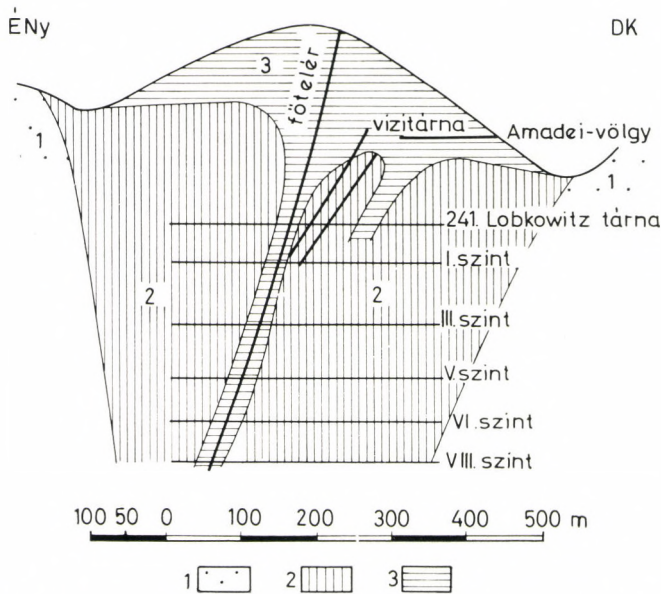
XV-ös telér	Au g/t	Zsófia—X-es telér	Au g/t
394 tszf m.	8,60	394 tszf m.	8,45
237 tszf m.	28,54	237—187 tszf m.	36—37
137 tszf m.	4,91	137 tszf m.	7,39

Jól látszik, hogy az Au-tartalom 250 m-es függőleges kiterjedésben egy jelentős maximumot ér el, aztán ismét csökken.

Nagybánya: Kereszt-hegyi ércesedés

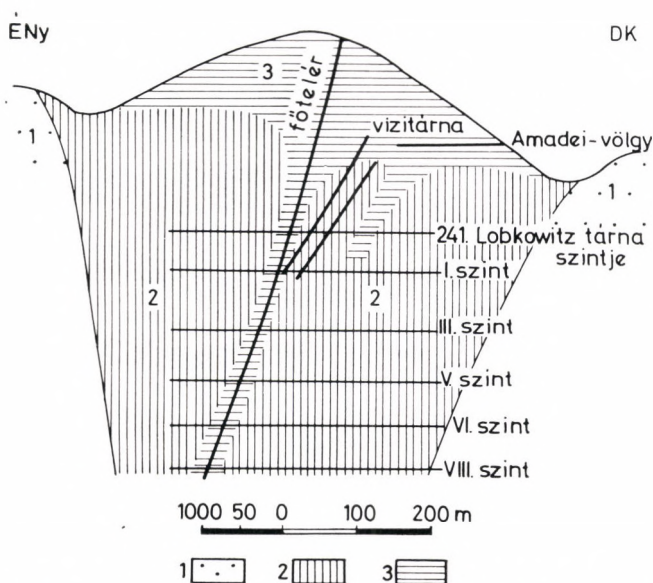
A Kereszt-hegy legidősebb képződménye PÁLFY szerint az andezites dácit „lepelképződménye”, amelyet a piroxénandezit „kürtője”, azt pedig „riolit” tör keresztül, amely ÉK—DNy-i irányban 1200 m hosszúságban és több mint 600 m szélességben gomba módon szétterülve építi fel a Kereszt-hegy gerincét (56. a. ábra). A riolit kürtő feltételezése már PÁLFY számára is komoly problémát jelentett. Maga írja, hogy a riolit folytatását a mélység felé kinyomozni igen nehéz. A szelvényből jól kitűnik, hogy az ún. „riolit” nagyobb mélységben csak a fővezető hasadékbán, a főtélér mellett jelentkezik. A „riolit” csapása pontosan megegyezik a telérek csapásával, s ahogy a mikroszkópos vizsgálatok is igazolják, a kőzet kálitrachit, andezitogén kálimetaszomatit, adularosodott andezit. A riolit-„kürtő” kimutatása valóban nehéz feladat lett volna, mert a propilites andezit és a nemesfémeket mobilizáló metasomatit között fokozatos az átmenet (56. b. ábra).

A főtélér a Kereszt-hegy gerincén bukkan felszínre, csapása ÉK—DNy-i, dőlése 75° ÉNy. Vastagsága 1—8 m között változik, de néhol 10 m-re is kitágul. Csapáshossza 1200 m. 650 m mélységig lefejtették. A közel párhuzamos, gyakran sötétszürke kvarcerekből álló főtélér az adularosodott andezittől éles vállappal különül el. A kvarcerek között kovás, ólomban s ezüstben gazdag szalagok vonulnak végig. Az Au kvarcban hintve és szulfidokban, legnagyobb mennyiségben a piritben található. De emellett előfordul szfalerit-



56. a. ábra. Nagybánya: a Kereszt-hegy (500 m) földtani szelvénye PÁLFY szerint
1 — andezites dácit, 2 — propilites piroxénandezit, 3 — riolit

ben, galenitben, kalkopiritben, fakóércben, sőt pirargiritben is. A Kereszt-hegy gazdag ásvány-paragenezisét SZTRÓKAY részletes feldolgozásából ismerjük (1943). Bizonyos zónásság újabb adatok szerint itt is jelentkezik, az Au-tartalom ugyanis a mélység felé kissé csökken, a galenit mennyisége nő.



56. b. ábra. Nagybánya: a Kereszt-hegy (500 m) földtani szelvényének újabb értelmezése 1 — dácit (szarmata), 2 — propilites piroxénandezit (szarmata), 3 — adalárosodott piroxénandezit (kálitrachit) szarmata

Nagybánya: Veresvízi ércesedés

Amfibolos trachitot PÁLFY (1929) először a veresvízi bányaterületről a Nagy-Morgó gerincéről írt le, amelynek metasomatikus eredetét a korszerű földtani vizsgálatok igazolták. A veresvízi bányaterület földtani térképén is kitűnően látszik az andezit, az „amfibolos trachit” és a telérek közötti szoros genetikai kapcsolat. Az Au itt is az adalárosodott andezitben elhelyezkedő kvarcos telérekhez kapcsolódik. 5 telér jelentős, a főtelér csapása több mint 1 km.

Főásványok pirit, pirargirit, galenit, kalkopirit, stefanit, tetraedrit. Makroszkópos termés Au csak a felsőbb szinteken volt észlelhető.

Felsőbánya (Baia-Sprie) petrometallogenezise

A felsőbányai ércesedés petrometallogenetikai fejlődését a Tokaji-hegységhez hasonló törvényszerűségek határozzák meg.

Az ércesedés kedvező kialakulásában, a hegység bázisában eddig még fel nem tárt, a kárpáti orogén rendszerhez tartozó prekambriumi—ó-paleozoós, kristályos aljzatnak feltehetően fontos szerepe volt. Ezt a komplexust jelentős

asszinti érchozzájárlulás érte, amely a belső kárpáti szubszekvens vulkanizmus hatására regenerálódott, ércanyaga mobilizálódott. A kristályos aljzatra malm-berriázi mészkőösszlet, majd eocén képződmények települnek.

A felsőbányai területen a legidősebb felszíni képződményeket agyagpala (paleogén?), tortonai félsósvízi agyagmárga képviseli. Utóbbiak az összlet felső részében andezittufa-betelepüléseket tartalmaznak, amelyek a terület vulkáni működésének kezdetét jelzik. A szarmatát szürke, sötétbarna osztrakódás márga képviseli, amely ugyanúgy, mint a tortonai képződmény, a vulkáni tevékenység és az üledékképződés többszörös váltakozására utal, de ezt bizonyítja a pliocén vulkanitokkal váltakozó kövületes szürke márga is.

MANILICI V., GIUȘCĂ D., STIOPOL V. (1965) a vulkáni tevékenység 3 fázisát különíti el.

1. tortonai amfibolos piroxéndezit, agglomerátummal, uralkodóan hipometavulkanit jelleggel,

2. szarmata kvarcandezit, dácit,

3. augitos, hiperszténes, bazaltos andezit, posztmetallogetikus fázis, csak gyenge kloritosodással, kovásodással.

A vulkanitok legfontosabb petrometallogetikai folyamatai kloritosodás (propilitesedés), pré- és színgenetikusan adalárosodás, kovásodás, karbonátosodás, zeolitosodás, kaolinitesedés. E folyamatok hatására az andezit teljesen kifehéredett, fehér, zöldes-fehér, ritkábban vöröses vagy ibolyás árnyalatú riolitos jellegű közté vált.

Ezért szerepelt PÁLFY klasszikus bányahegyi szelvényében riolit. Mikroszkópos vizsgálat alapján azonban andezitogén kálimetaszomatit, adalárosodott andezit. Ezt a 76. táblázatban feltüntetett elemzések is igazolják.

76. TÁBLÁZAT

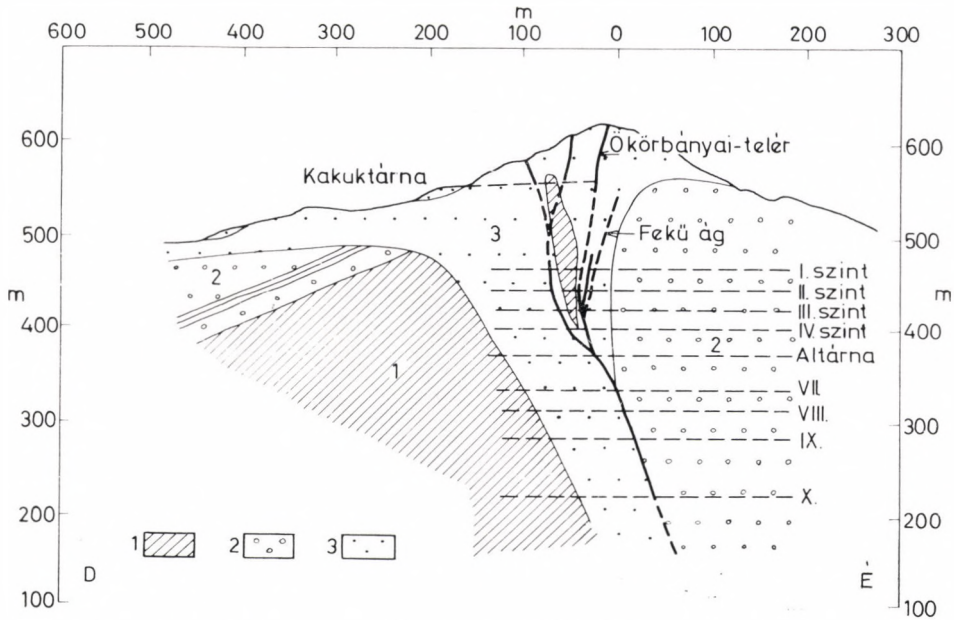
A felsőbányai kálitrachit (kálimetaszomatit, adalárosodott amfibolandezit) kémiai összetétele

	Andezitogén kálitrachit	Andezitogén kálitrachit
	Bánya-hegy %	Bánya-hegy %
SiO ₂	58,61	60,21
TiO ₂	0,75	0,84
Al ₂ O ₃	15,68	18,33
Fe ₂ O ₃	1,08	5,05
FeO	7,95	0,36
MnO	0,45	0,28
MgO	1,73	0,05
CaO	0,72	0,27
Na ₂ O	0,18	0,35
K ₂ O	9,17	12,68
CO ₂	0,50	ny
P ₂ O ₃	0,17	0,13
H ₂ O ⁺	2,50	1,56
H ₂ O ⁻	0,15	1,21
	99,64	101,32

Elemző: VASILIU G.

A kémiai elemzés és ásványos összetétel teljes egyezése mellett a felsőbányai kálitrachit Telkibányával egyező genezisést és érces kapcsolatát a földtani és teleptani viszonyokkal való összevetés még jobban tükrözi. Különösen kitűnik ez, ha PÁLFY Bánya-hegyi szelvényét (57. a. ábra) az új adatok alapján készült szelvényvel összevetjük (57. b. ábra).

PÁLFY klasszikus Bánya-hegyi szelvényében a pontusi palás agyagra zöldköves piroxénandezit, piroxénandezit-agglomerátum és tufa települ, amelyet

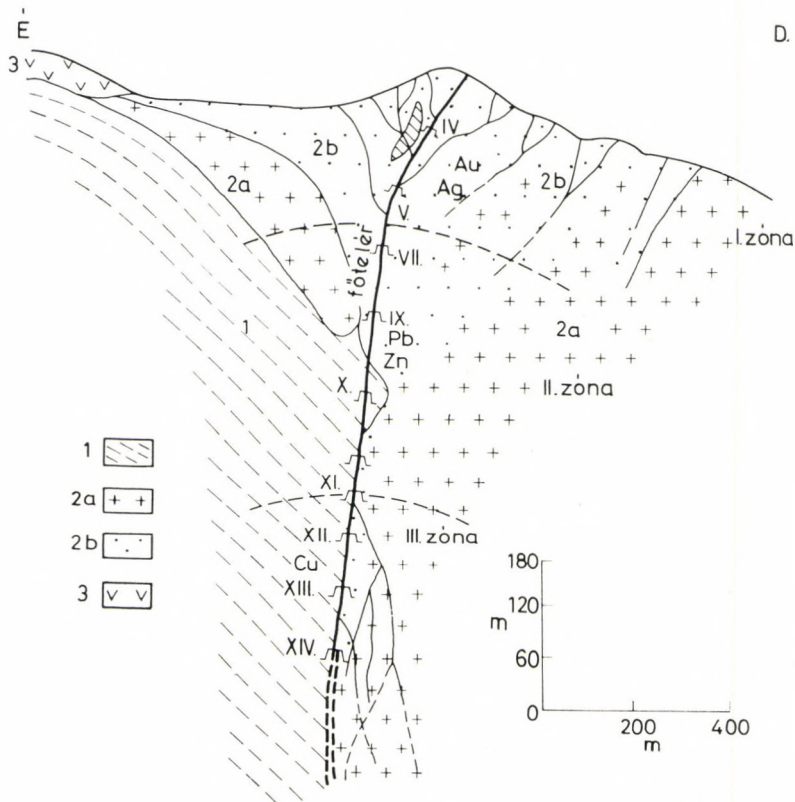


57. a. ábra. Felsőbánya: a Bánya-hegy földtani szelvénye PÁLFY szerint
 1 — pontusi agyag, 2 — zöldköves piroxénandezittufa és láva, 3 — riolit

az „érchozó” riolit tör át. A hegy gerincén végighúzódó törés mentén — „a mélyben csekély szélességben — riolit tört fel, ami a felszínen gombaszerűen szétterült a piroxénandezit lepelképződményén” (PÁLFY 1929). A szelvény lényegében ma is helytálló azzal a különbséggel, hogy az ún. riolit, kálimetaszomatizált andezit. Az ún. „riolit-áttörés” pedig a káldús hidrotermális oldatok vezető csatornája — úgy mint Telkibányán —, a mélyebb szinteken csak közvetlen az ércetelér mellett jelentkezett, de a felszínen gombaszerűen szétterült. A PÁLFY-féle szelvényen feltüntetett propilités andezit és az éles határral „riolit”-nak ábrázolt kálitrachit között a határ nem éles, hanem fokozatos az átmenet (57. b. ábra).

A káliumdúsulás a IV. szint alatt kizárólag a telér szomszédságára korlátozódik (l. az 57. b. ábrát), a telértől távolabb csak kloritosodás, helyesebben propilitésedés észlelhető. Az átmenet a kálimetaszomatit és propilit között itt is fokozatos. Az Au mennyiségének csökkenését a kálimetaszomatizáció mértékének csökkenésével párhuzamosan az 57. b. ábra jól mutatja.

A petrometallogenetikai folyamatok közül, tehát a felsőbányai ércesedés területén is, regionális jelleggel csak a propilitésedés és az ércetelért kísérő



57. b. ábra. Felsőbánya: a Bányá-hegy földtani szelvénye újabb vizsgálatok alapján 1 — márgás-agyagos üledék, 2a — szarmata, amfibolos piroxén-kloroandezit (propilit) 2b — szarmata adulárosodott amfibolos piroxénandezit (kálitrachit), 3 — pliocén piroxénandezit

kálimetaszomatózis jelentkezik. A karbonátosodás, kovásodás, agyagásványosodás csak kisebb elterjedésben közvetlenül a főtelér és a kisebb telérek mellett lép fel (57. b. ábra). Legújabban STANICIU, NEDESAN, URDESCU (1967) továbbfinomította a kálimetaszomatizált andezit geokémiai vizsgálatát. A kálitrachiton belül mind horizontálisan, mind vertikálisan 3 átalakulási övet különböztettek meg. A klorit, a karbonát, az adulár paragenézis a mélyebb, a szericit, kvarc, zeolit és agyagásvány együttese egy magasabb övnek felel meg. Az ércesedéssel színgenetikus folyamatok közül az éremobilizálásban a kálimetaszomatózis és a karbonátosodás a legfontosabb. A petrometallogenetikai folyamatokat a 77. táblázatban foglaltuk össze.

A Ny — K-i csapású andezit dájtkban elhelyezkedő főtelér az ércesedés központja. A bányászati feltárások a felszínen 1700 m, a XII — XIII. szinten 2000 m hosszúságban tárták föl. Vertikálisan 800 m kiterjedésben ismert. Vastagsága 1,5 — 20,0 m. A főtelérnek 35 elágazása van. Szerkezete igen változatos, legtöbbször tömszös, breccsás, de találkozunk szabályos, koncentrikus szerkezettel is. A gyakori breccsás szerkezet ércesedés alatti és utáni mozgások eredményeként alakult ki. A felsőbányai főtelér szoros összefüggés-

Petrometallogenetikai folyamatok a felsőbányai (Baia Sprie) érces területen

	A mobilizáció faktorai	Petrometallogenetikai folyamatok	Keletkező kőzet paragenézis
Aszcendens mobilizáció	Ércesedés előtti (prémetallogenetikus) folyamatok		
	Vulkáni tevékenység hiposzakasza: H ₂ O H ₂ O, S, CO ₂ , K ₂ O, H ₂ O, O ₂ , K ₂ O	Kloritosodás szericitesedés Propilitesedés Kálimeszomatózis (adulárosodás)	Kloroandezit hidroandezit Andezitogén propilit Kálimeszomatit kálitrachit, adularit
	Ércesedést kísérő (színmetallogenetikus) folyamatok		
	Hidroterma: H ₂ O, O ₂ , K ₂ O CO ₂ SiO ₂ (kovás oldat) H ₂ O	Kálimeszomatózis (adulárosodás) Karbonátosodás Kovásodás Szericitesedés agyagásványosodás	Kálimeszomatit (kálitrachit, adularit) Karbokálitrachit Szilikokálitrachit Hidrookálitrachit
	Ércesedés utáni (posztmetallogenetikus) folyamatok		
Hidroterma: H ₂ O, (CO ₂)	Szericitesedés, zeolitoso- dás, kaolinitesedés (illitesedéssel)	Hidrookálitrachit	
Deszcendens mobilizáció	Felszíni vizek: H ₂ O, O ₂ , (CO ₂) Atmoszféra hatás:	Kaolinitesedés kováso- dással kísérve Oxidáció	Hidro-szilikokálitrachit Oxikálitrachit

ben a bezáró andezit petrometallogenetikai fejlődésével kitűnően mutatja a vertikálisan jelentkező, hipogén érces zónásságot (57. b. ábra).

Román szerzők (MANILICI, GIUȘCĂ, STIOPOL 1965) két ércesedési fázist különböztetnek meg: egy idősebb, kalkopirités és egy fiatalabb, polimetallos mineralizációt. Mindkettőn belül több generációt lehet elkülöníteni. A felsőbányai ércesedés ásványparagenézise rendkívül gazdag. Az irodalomban 70 ásványt írtak le Felsőbányáról (TOKODY 1942). A kalkopirités ércesedés fő ásványai: többek között kvarc, pirit, kalkopirit, oligonit, klorit, dolomit, epidot, scheelit, wolframit széles kristályosodási tartományt ölelnek fel. A fiatalabb polimetallos mineralizáció a klasszikus zónáció legszebb példája. Főásványai: galenit, szfalerit, pirit, kalkopirit, tetraedrit, adulár, kvarc, klorit, szericit, epidot, kaolinit.

A felsőbb szinteken (I–VII.) termés Au és Ag, proustit, pirargirit, polibázit, a mélyebb (XII–XV.) szinteken pirrotin, magnetit, scheelit a specifikus ásvány.

A felsőbányai ércesedés ásványgazdagsága szoros összefüggésben van a geotermikus grádiens kedvező alakulásával. SAVUL és POMIRLEANU (1961) mérései szerint a kvarc kristályosodási hőmérséklete a felszínen 170° C, a XIII. szinten 316° C. Ebből megállapítható, hogy a polimetallos ércesedésnél a

hidrotermális oldatok geotermikus grádiense 15,6° C/100 m. Ezzel szemben a kalkopirités mineralizációban végzett hasonló mérések (XIII—XV. szint) mindössze 7° C/100 m geotermikus grádiensnek felelnek meg.

A geotermikus grádiensben mutatkozó hőmérsékleti különbség szintén két elkülönült érces fázisra utal. Véleményünk szerint a geotermikus grádiens nagy értéke is jelentősen hozzájárul a felsőbányai ércesedés rendkívül kedvező kialakulásához. A hidrotermális oldatok nagy hőfoka biztosította az ércásványok folyamatos kiválását. Ennek következtében nagyobb méretű steril öv az érces telér folyamatosságát nem szakította meg.

A hipo- és metavulkanitok, valamint az érces telérek határozott öves elrendeződését a felsőbányai ércesedés területén a 78. táblázatban foglaltuk össze.

78. TÁBLÁZAT

Petrometallogenetikai folyamatok, hipo- és metavulkanitok és érces telérek mélységi övei a felsőbányai (Baia Sprie) érces területen

Petrometallogenetikai folyamatok	Hipo- és metavulkanitok	Érces telérek
Oxidáció Deszcendens agyagásványosodás	Oxivulkanit Hidrovulkanit	Kvarcos nemesfemes telér termés Au és Ag-vel
Kálimetaszomatózis „adularosodás” Szericitesedés, zeolitosodás Karbonátosodás Ková sodás	Kálitrachit Hidrokálitrachit Karbokálitrachit Szilikokálitrachit	Kvarcos nemesfemes telér pirargirittel
Kálimetaszomatózis piritesedés Karbonátosodás	Hidro-, karbo-szulfo- szilikokálitrachit Karbokálitrachit	Szfalerites-galenites telér
Propilitesedés Szericitesedés, kloritosodás	Andezitogén propilit Kloroandezit	Kalkopirités telér járulékos ásványként scheelittel és wolframittal

Az Erdélyi Érchegység (Munții Metaliferi) nemesfemes érctelepei

Az erdélyi Au-négyszög évezredek óta — már a rómaiak előtt ismert — Európa egyik legfontosabb Au-ércterülete. Földtani, kőzettani és érctelep-tani megismerése századunk nagy magyar úttörőinek SZÁDECZKY GY. (1909), INKEY (1906, 1912), PÁLFY (1905, 1929), a két világháború között pedig elsősorban HELKE (1938), GHIȚULESCU-SOCOLESCU (1928, 1941) és GIUȘCĂ (1940, 1941) nevéhez fűződik. A második világháború utáni eredményeket az Érc-hegység fejlődéstörténeti monográfiája összesíti (JANOVICI, GIUȘCĂ, GHIȚULESCU, BORCOS, LUPU, BLEAHU, SAVU 1969).

A hegység mai domborzatát elsősorban a f. jura mészkő és a fiatal vulkanitok határozták meg. Felépítésében préalpi aljzatot (prébjakáli, bajkáli, herciniai uralkodóan kristályos palák) és alpi formációt különíthetünk el. Az alpi geosinklinális mobilis öveinek helyzetét a préalpi aljzat szerkezete határozta meg. Ezekben a szedimentációs övekben gyors üledékképződéssel jellemző geosinklinális képződmények (f. jura mészkő, ofiolitok, kréta flis, molasz)

keletkeztek. A vulkáni felépítmény közvetlen bázisát a marosi eugeoszinklinális iniciális bazaltja és különböző palák képviselik. A larámi fázistól a tortonaiig a hegység területén üledékképződés nem volt. A k. tortonait tengeri üledékképződés jellemzi. A k. tortonai után a víz fokozatosan visszahúzódik.

Az alpi diszjunktív mozgások során az ÉNy—DK irányú 4 erupciós vonal mentén számos sztratovulkán képzésével erőteljes vulkáni tevékenység indult meg.

Az erőteljes neogén vulkáni tevékenységnek 3 fázisát különíthetjük el:

1. k. és f. tortonai fázis riolit- és andezitlávával, hintett Au-érccel, ércömzsökkel;

2. szarmata fázis dácittal, kvarcandezittel. A legfontosabb Au-érctelepek adularosodott kvarcandezitben alakultak ki;

3. pannon finális bazaltvulkanizmus (Detonáta).

Az Erdélyi-Érchegység vulkanitjai általában savanyúbbak, SiO_2 -ben gazdagabbak, mint a Gutin-hegységben. Míg a Gutinban amfibolandezit és kvarcandezit a fő ércmobilizáló, addig itt elsősorban kvarcandezit, dácit, sőt gyakran riolit. A prémetallogenetikus káliumgazdag propilit és a szín- és posztmetallogenetikus szericitesedés, agyagásványosodás igen elterjedt.

Az Au- és Ag-ércesedés — Telkibányával megegyezően — főleg K-propilitekhez, erősen szericitesedett, adularosodott vulkanitokhoz (K_2O gyakran 12%) kapcsolódik. Az Au—Ag-ércesedés telérekben, breccsás zónákban vagy kürtő kitérőkben jött létre. Az Au—Ag-telérek csapásiránya uralkodóan ÉÉNy—DDK, a fő erupciós vonalakkal párhuzamos. Gyakran a felszíntől számított 800 m mélységig is kiterjednek. Muszárin 1,5 km mélységet is elérnek. Nagyobb mélységben — legújabb kutatási adatok szerint — komplex ércesedésekbe mennek át. Az ásványasszociáció alapján a telepeknek a következő fő típusai ismertek (JANOVICI, GIUȘCĂ et al.):

epitermális Hg-telepek,

epitermális termés Au-telepek,

epitermális Au—Ag—Te-telepek,

mezotermális telepek Au-tartalmú szulfidokkal,

mezotermális telepek közönséges szulfidokkal.

A telérek fő ásványai (GHÎȚULESCU, SOCOLESCU 1941) termés Au, markazit, pirit, Au—Ag-telluridok, ehhez antimonit, tetraedrit társul. Ezekenkívül pirit-galenit-szfalerit-kalkopirit asszociáció, kvarc, jáspis, kalcedon, kalcit, rodokrozit, szericit, kaolinit, adular, ritkán zeolit. Az ásványtársulás tehát a telkibányai ásványparagenezissel csaknem teljesen egyezik. Csak az Au és Ag arány eltérő (bár az adatokból nem állapítható meg, hogy ez egy meghatározott szintre vagy az ércesedés egész területére vonatkozik-e). Uralkodó elem az Au. Mellérendelt elemek az Ag, Fe, Pb, Zn, alárendelték Cu, Te, As, Sb, Hg. Ritka a Mo. A nagyszámú rendkívül érdekes lelőhelyről csak a telkibányai ércesedéshez nagymértékben hasonló verespataki (személyesen bejárt) ércesedést és keletkezését ismertetjük részletesen.

Verespatak (Roșia Montană) ércesedése

A verespataki ércesedés az epitermális termés Au-telepek sorába tartozik. Az ókori bányászataról híres Csetatye és Kirnik felszíni kifejlődéseiben nagy-kiterjedésű bányaműveletek, fejtésüregek tátonganak. Az Au megjelenésében a telkibányai ércesedéssel sok a rokon vonás.

A terület mélyebb fekjéről már az Erdélyi-Érchegeység általános jellemzésénél szóltunk. A vulkáni összlet közvetlen bázisát mediterrán agyag, agyagpala, tufás homokkő képezi. Utóbbi gyakran tartalmaz riolit vagy agyagpalazárványokat. A Csetatye és Kirnik, illetve az Igreá, Vajdova vulkáni tömege ezen összlet felett helyezkedik el. PÁLFY (1929) a Csetatye és Kirnik riolit-tömegében több erupciós központot — kürtöt — tételezett fel. De a riolit „kürtöket” nehezen tudta megállapítani. A PÁLFY-féle kőzettani jellemzésből és saját bejárásom során nyert megfigyelésből arra következtetek, hogy a Csetatye és a Kirnik vulkáni tömege kvarcandezit, dácit vagy riolit, amelyet tektonikai vonalak mentén ért a kálimetaszomatózis. K-tartalmú hidrotermális oldatok hozták a kovát és az ércanyagot is. Ezt jól alátámasztják az úttörő magyar geológusok petrográfiai közlései is.

Verespatak kálidús vulkanitjának, „riolit”-jának kőzettani leírását először SZÁDECZKY GY. (1890) és PÁLFY (1905) adta. SZÁDECZKY GY. leírása szerint a verespataki Vajdova riolitja sok porfiros szanidint, kevesebb kvarcot és biotitot tartalmaz. Alapanyaga üveges. A vajdovai kőzet legfeltűnőbb sajátossága — írja SZÁDECZKY GY. — a nagy K_2O -tartalom (11,30%). Ilyen nagy K-tartalmú riolit a többi riolit területen nem fordul elő. Viszont feltűnően kicsi a verespataki riolit SiO_2 -tartalma, jóval kisebb, mint a típusos riolitoké.

A verespataki Kirnik kőzete PÁLFY szerint (1905) sok ortoklász, amfibolt, kvarcot tartalmaz. Az ortoklász elég üde, amfibolja zöld, pleokroós. Nagyon érdekes, amit PÁLFY a plagioklász alakjáról ír. A plagioklász alakja tökéletesen hasonlít a TSCHERMAK által leírt labradorit pszeuromorfózákhoz. (PÁLFY nem is gondolt metasomatózisra, plagioklász utáni pszeuromorfózákra. Ez abból is kitűnik, hogy az eredeti TSCHERMAK-féle példányokat kívánta megvizsgálni, hogy azok nem káliföldpátok-e?) Mindezt a 79. táblázatban közölt kémiai elemzési adatok is alátámasztják.

A táblázatban a Vajdova és Kirnik „riolitján” kívül a + 20-as szintről a Tyinga II. telért kísérő, a Csetatyéről (saját gyűjteményünkéből) származó kőzet elemzési adatait is feltüntettük.

A nemesfemes ércesedés is a Kirnik (1185 m) és a Csetatye (1604 m) erősen K-metasomatizált tömegében alakult ki. Az érces képződmények rendkívül változatosak. Legelterjedtebb típusai: 1. kovás telérek, amelyek vastagsága 5–20 cm között változik, 2. szabálytalan éretetek, ún. volburák, 3. Tyinga I–II. telérek és közöttük érces tömzsök, 4. okkeres kitöltésű néhány cm-es zsinórok és erek, 5. a Csetatye és Kirnik felszíni fejtései, üregei.

Az érces képződményeket bezáró kőzet Verespatakon helyenként nemesfém-mel impregnált. A legalább 1,5–2,0 g/t Au-tartalmú mellékkőzet részeket ún. tömzsöket már fejtésre érdemesnek tartják. A telkibányai ércesedés területén sajnos igen nagyszámú kémiai elemzés tanúsága szerint a befogadó kőzet ilyen mértékű nemesfemes impregnációja nem volt kimutatható.

Nagyfokú azonban az egyezés a szilikokálitrachitban kialakult verespataki és telkibányai kovás telérek, de különösen a néhány cm-es okkeres zsinórok között. Előbbiek a Ferdinánd-altáró kovás szakaszának teléreivel (1174 m-es, 1195 m-es), utóbbiak az altáró okkeres zsinórjaival (1514 m-es, 1816 m-es, 1821 m-es telér) azonos típusúak. Utóbbiakra az Au-ban való gazdagság különösen jellemző. A tömzsök, volburák gyenge nemesfemes átlagát a nemesfém-ben gazdag vulkanitban és üledékekben egvaránt megjelenő okkeres zsinórok hozzáadásával javítják. Hasonló típusú „telérek”, okkeres zsinórok adták a legkiemelkedőbb nemesfém-tartalmakat a Ferdinánd-altáróban is. De nemcsak

*A verespataki káli földpátosodott vulkanitok kémiai
összetétele*

	Dacitogén kálmetaszomatit Vajdova %	Dacitogén kálmetaszomatit Kirmik É-i oldal %	Telért kísérő mellékkőzet Csetatye + 20-as szint %
SiO ₂	69,13	69,08	67,63
TiO ₂	—	—	0,00
Al ₂ O ₃	15,33	17,05	15,86
Fe ₂ O ₃	0,42	1,84	1,45
FeO	1,24	0,37	1,18
MnO	—	ny	0,00
MgO	0,07	0,17	0,01
CaO	0,46	0,15	0,30
Na ₂ O	0,96	2,70	0,42
K ₂ O	11,30	5,56	9,50
H ₂ O ⁺	0,75	0,14	0,96
H ₂ O ⁻	0,08	1,56	0,13
S	0,12	1,49	2,00
O—	0,06	0,74	1,00
Összesen:	99,80	99,37	98,44

Elemző: RUZITSKA BÉLA, DR. LUNZER RÓBERT, DR. SIMÓ BÉLA

az okkeres zsinórok Au-tartalmában van egyezés, hanem az okkeres zsinórok ásványos összetételében és az Au megjelenési módjában is.

Az Au Verespatakon is csak igen kis %-ban (8—10%) ún. szabad Au. Szemmel látható termés-Au alig van, a többi egész finom eloszlású. Az Au uralkodóan a pirithez kötött. Az Au-tartalmú ásványokat az ércásványok közül szfalerit, Verespatakon ritkán galenit és tetraedrit is kíséri (l. Telkibányán a Lobkowitz-telért). A meddő ásványok közül a kvarc, különböző SiO₂-ásványok, kalcit és rodokrozit a leggyakoribbak. Az Au-tartalmú okkeres zsinórok — mint Telkibányán — különösen gazdagok karbonátokban. Az Au mobilizálásában tehát a CO₂ itt is fontos szerepet játszott.

A verespataki ércesedés petrometallogenetikai fejlődésének a telkibányai-val egyező jellegét az elterjedt K-propilit is tanúsítja, amely fokozatosan az Au-ércekkel színmetallogenetikus kálmetaszomatitba megy át. Legújabb, említett hegységi monográfia (JANOVICI, GIUȘCĂ, GHITULESCU et al. 1969) szerint különösen a szericitésedet metavulkanit elterjedt.

Közeleli területek legújabb mélyfúrási adatai alapján nagyobb mélységben polimetallos ércesedés is feltételezhető. Sőt ásványzárványokon végzett termikus mérések a nemesfémes ércesedés mezotermális hőmérsékletére is utalnak.

A Kelemen-havasok — Görgényi-havasok — Hargita ércesedése

A Kelemen-havasok, a Görgényi-havasok és a Hargita Európa egyik legnagyobb pliocén vulkáni vonulatát képezi. A vulkánosság az Erdélyi-medence kratogén jellegű mozgásához kötött, ugyanis csak a szarmata végén indul

meg. A kárpáti vulkanizmus erősségének csökkenésével azonban az asszimilációs képesség is csökken, kezdeti törmelékszórás után bázisos piroxénandezit, olivin tartalmú bazaltos andezit és bazalt keletkezett.

Más vulkáni hegységeinktől eltérően bevezető riolitos anyagszolgáltatást a hegyvonulat mindkét oldalán telepített, helyenként egészen a kristályos alaphegységig mélyített kutatófúrások sem igazoltak (SZABÓ M. 1969). A hatalmas sztratóvulkánok (TÖRÖK Z.), a nagy mennyiségű anyagszolgáltatás eredményeként keletkezett kalderák (Madarasi-Hargita, Mezőhavas) ma is kitűnően tanulmányozhatók.

A hipo- és metaképződmények közül csak a hidrovulkanitok, elsősorban a kaolin elterjedt. Utómagmás tevékenységgel kapcsolatban csak hidrotermális cinnabarit, exhalatív sziderit, szolfatárás kén-telepek, impregnációk, és szénsavas vizek ismertek. A petrometallogenetikai fejlődés pontosabb megállapítását, mélyebb szinti idősebb ércesedések esetleges jelenlétének tisztázását, a hegység kismértékű feltártsága nem teszi lehetővé.

C. Az eredmények összefoglaló értelmezése

A kárpáti ércesedések petrometallogenetikája, gyakorlati vonatkozások

A kárpáti harmadkori andezites vulkáni koszorú egy a pireneusi fáciessel meginduló hosszú magmás fejlődés felszínén látható része. A vulkanizmus paroxizmusát a miocénben érte el, s a pliocénben, pleisztocénben fejeződött be. A vulkáni tevékenység nemcsak a Tokaji-, hanem valamennyi vulkáni hegységben nagyarányú, hatalmas tömegű piroklasztikum képzéssel indult meg, amelyhez riolit, dácit, kvarcandezit is kapcsolódott. A savanyú vulkanizmus, rövidebb-hosszabb üledékképződési hézag után, különösen a keleti részekben jelentős tortonai tengeri üledékképződés indult meg. Az Eperjes—Tokaji- és az Erdélyi-Érchegységben 400—500 m-t is elér a tortonai tengeri agyagmárga vastagsága. A kárpáti vulkáni koszorú Ny-i területein a helvét-tortonaiiban, illetve a tortonai üledékképződéssel egyidejűleg, Ny-ról K felé hatalmas andezit-dácit vulkáni tevékenység kezdődött, amely fokozatosan K felé eltolódva, a pleisztocénben fejeződött be.

A vulkáni tevékenység során keletkezett andezit jelentős része szubvulkáni. Gyakran hipobisszikus tömegekkel áll kapcsolatban. Selmecbányáról régen ismertek dioritos tömegek, Körmöcbányáról újabb kutatások granitoid kőzeteket mutattak ki. A Brád-i mélyfúrás kőzetein mikroszkópos vizsgálattal a kristályossági fok alapján fokozatos andezit-diorit átmenetet lehetett megállapítani.

Az érces oldatok tulajdonképpen ezekkel a dioritos, granitoid tömegekkel állnak kapcsolatban. Az érchozó tortonai vulkanizmus ezekből a mélységi magmás kőzetekből táplálkozott. Ezért is ért el olyan hatalmas méreteket. Szinte sajnálatos, hogy ez a vulkanizmus és különösen a későbbi vulkáni fázisok az érckomponenseket mintegy szétszórták.

A kárpáti neogén hidrotermális ércesedések — mint a bevezetőben már láttuk — a késő-alpi ércesedési fázishoz kapcsolódnak (PANTÓ G.—MORVAI 1967). A késő alpi ércesedési fációsnek két szakasza van: egy tortonai-szarmata nemesfemes, polimetallos és egy pliocén (fumarolás-szolfatárás) Hg—Te—Bi-ércesedés.

Valamennyi ércesedés közös jellemző vonása, hogy paleozoós és mezozoós szerkezeti egységek érintkezése felett jelennek meg. A kárpáti vulkáni hegységek ott ércgazdagok, ahol az alaphegység felépítésében kristályos palák is szerepelnek. Az alaphegység rögökre tagolt, mozgékony szerkezete kedvezően befolyásolta a vulkáni tevékenység méreteit, kifejlődését, a vulkáni összlet vastagságát. A rögökre tagolt szerkezet egyszersmint biztosította a metamorfózis során előálló nyomáscsökkenéskor felszabaduló könnyen illék nagyfokú mobilizációját.

Az alaphegység kedvező szerkezete és minősége esetén a kárpáti andezites koszorúban ércesedés ott alakult ki, ahol a vulkáni tevékenység paroxizmusát nagyarányú beszakadásos szerkezet: kaldera-képződés, vulkanotektonikus árok keletkezése követte. Előbbire példa a Börzsöny, a Mátra, utóbbira a

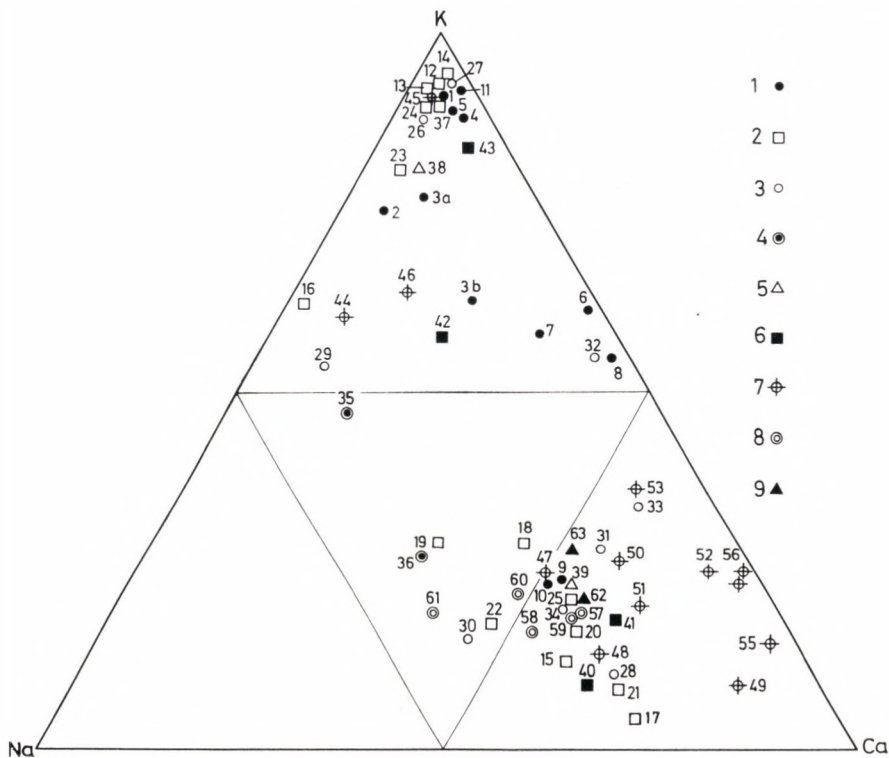
Tokaji-hegység, a Gutin É-i része és az Erdélyi-Érc-hegység. Nyomai vannak a kalderaképződésnek a Dunazug-hegységben is, de a jelentős ércesedés itt elmaradt, mert kérdéses területen a beszakadásos szerkezet képződését élénk tektonikai tevékenység nem követte. Viszont intenzív tektonikai tevékenység alakította ki Gyöngyösoroszi érces teléreit, a Tokaji-hegység, a Beregszászi-dombvidék, a Gutin-hegység és Erdélyi-Érc-hegység teléres képződményeit.

A tortonai, illetve szarmata andezites vulkanizmus a kárpáti ércesedések területén jelentős függőleges kiterjedést és különböző mértékű propilitisedést mutat. Ez a hipofázisként keletkezett andezitogén-propilit az érces képződmények befogadó kőzete. A propilitnek az ércbefogadáson kívül másik jellemző vonása, hogy káliumban gazdag, ún. K-propilit, amelyre 3–4%-os K_2O -tartalom a jellemző. A propilitesedés a kárpáti ércesedések legfontosabb, regionális elterjedésű, prémetallogenetikus folyamata. A kloroandezit mellett egyben magának az ércanyagoknak is jelentős forrása. A kloroandezithez hasonlóan a nyomelemes nehézfém-tartalma az ortoállapotnál kisebb. Csak a kalkofil elemek mennyiségében állapítható meg emelkedő tendencia a kloroandezithez képest.

A prémetallogenetikus propilitesedést a kárpáti tortonai-szarmata, nemesfemes, polimetallos ércesedések tektonikailag erősen igénybevett területein pré- és színmetallogenetikus kálimetaszomatózis követte, amely a pliocén Hg—Te—Bi ércesedéseknél nem jelentkezik. Az így keletkezett, legtöbbször andezitogén kálimetaszomatit, kálitrachit a kloroandezittel szemben erőteljesenakkumulálja a nyomelemeket, elsősorban a kalkofil és a K-t kísérő elemeket. A kálitrachit elterjedésének mértéke a kérdéses terület tektonikai igénybevételével, ércesedésének intenzitásával egyenesen, a terület lepusztulásának mértékével fordítottan arányos. Utóbbi ok miatt kis elterjedésű a Mátrában. Viszont jelentős méreteket ér el a Tokaji-hegységben, a Beregszászi-dombvidéken, a Gutinban és az Erdélyi-Érc-hegységben. A különböző kárpáti lelőhelyekről közölt szelvények és ábrák. (51., 52., 54., 56. a., 57. a., 57. b., 60.) tanúsága szerint a kálimetaszomatózis a magasabb szinteken széles aureolákban jelentkezik, a felszínen gombamódjára szétterül. Az alsóbb szinteken kizárólag a főcsatorna szomszédságára korlátozódik. Megjelenése a magasabb szinteken biztos indikátora a nemesfemes ércesedésnek. Sőt véleményem szerint kárpáti területeken nemesfémcsesedés csak akkor keletkezik, ha olyan mértékű a hegység tektonikai preformáltsága, hogy a K—mobilizációjára is sor kerül. Ezt a megállapítást is jól alátámasztja az andezitek nemesfemes-szulfidos ércjelvényeinek — már a régi közlésekből is ismert (MAURITZ 1920) — gyakori színpetrometallogenetikus adulártartalma is.

A kálium kristályos palákból való származásának lehetőségét már említettük. Több szerző (GIUȘCĂ 1960, VARGÁNÉ MÁTHÉ K. 1965) az aljzaton helyet foglaló riolitos lávákban és piroklasztikumokból származtatja a káliumot. Erre az értelmezésre a földtani felépítés alapján meg is van a lehetőség. Figyelemreméltó BÖHMER (1962) Kőrmöcbányáról említett megállapítása, amely szerint az andezites vulkanizmus utolsó fázisában jelentkező riolitos tevékenységnek a könnyen illók leadásában volt fontos szerepe. A riolitos kőzetek könnyen illói segítették elő a kálimetaszomatózist, az ércfeldúsulást a propilites andezitekben. A riolitos tevékenység ilyen irányú értelmezésére meg van a lehetőség a Tokaji-hegységben, a Beregszászi-dombvidéken, a Gutinban, sőt az Erdélyi-Érc-hegységben is. Egyben magyarázatot adnak arra a megállapításra (VENDEL M. 1948—49), hogy miért jelentős az andezites és riolitos lávák együttes megjelenése az ércesedések területén.

A kárpáti érces területek egységes petrometallogenezise az 58. ábrából is jól kitévő. Ez a 12. ábrához hasonlóan, a K, Na, Ca háromszögben ábrázolja a különböző érces területek kőzeteit. A petrogenetikai fejlődés azonos. Az elemzési adatok súlypontja az andezites mezőre esik. A használható propilit-elem-



58. ábra. A kárpáti neogén vulkáni hegységek kőzetei a K, Na és Ca háromszögben
A kárpáti vulkáni koszorú petrogenetikai fejlődésének vázlatja.

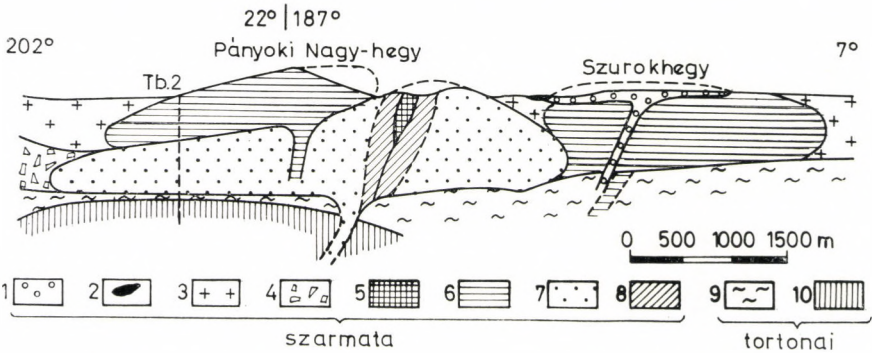
Jelmagyarázat: 1 – Štiavnica (Selmeci)-hegység (1–11), 2 – Gutin (12–25), 3 – Erdélyi Érc-hegység (26–34),
4 – Beregszászi-hegység (35–36), 5 – Tokaji-hegység: átlagok (37–39), 6 – Telkibánya: átlagok (40–43),
7 – Mátra (44–56), 8 – Börzsöny (57–61), 9 – Dunazug-hegység (62–63)

zések száma viszonylag kicsi. A kis számú elemzés a K-propilit jelleget igazolja az andezitből a kálitrachit (kálimetaszomatit) felé képez átmenetet. Utóbbiak hegységi hovatartozásuktól függetlenül a K-csúcsnál tömörülnek. A riolitok a K–Na oldal mentén helyezkednek el (a megbízható elemzések száma itt is csekély). A telkibányai kőzetelemzések adatait csak átlagértékekkel jelöltük (l. a 12. ábrát).

A riolitok szerepével kapcsolatban meg kell említenünk a Pálffy-féle kürtő-elmélet vizsgálataimból adódó kritikáját is. Számos területen (l. 56. a, 56. b, 57. a és 57. b. ábrát) megállapítást nyert, hogy a kérdéses riolit-kürtők, amelyeket PÁLFFY az ércesedés legfontosabb indikátoraiként jelez, tulajdonképpen nem is kürtők, hanem a fővezető érces csatornák mentén keletkezett kálimetaszomatizált kőzetek és legtöbbször andezites eredetűek.

A kálimetaszomatózis mellett a kárpáti érces területeken a karbonátosodás, a piritésedés, a kovásodás és a H_2O által előidézett hidrolitos átalakulás a legfontosabb színpetrometallogenetikus folyamatok.

A vulkanitok és a bennük helyet foglaló érces öszszletnek a színpetrometallogenetikus folyamatok során kialakult hipogén öves elrendeződését posztmetallogenetikus folyamatok módosítják. Ezek uralkodóan deszcendensek, csak kis részük aszcendens jellegű. Utóbbiak hatása elsősorban csekély függőleges, de igen jelentős horizontális elterjedésű kaolinitedésben jelentkeznek. Deszcendens folyamatok is előidéznek kaolinitedést, illitesedést, montmorillonitosodást 100–200 m, sőt a telérek, tektonikai vonalak mentén 300–400 m mélységig is. A telérek montmorillonitos kitöltése igen fontos nemesféműdítő.



59. ábra. Földtani szelvény az Amadévártól a Szurok-hegyig (PANTÓ G. szerint)

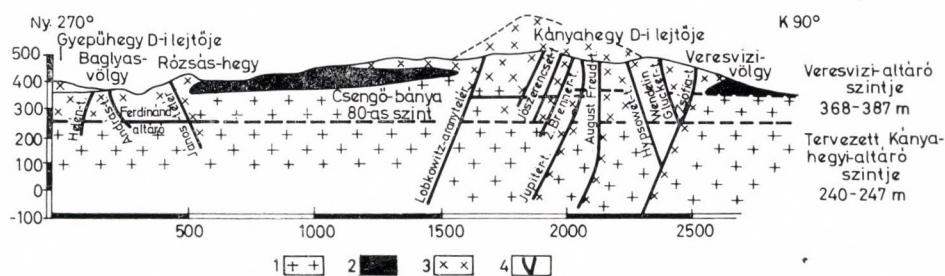
Jelmagyarázat: 1 – riodacit, 2 – édesvízi lignites agyag, 3 – riolittufa (hullott és áthalmazott), 4 – riolit (perlit, riolitbreccsa), 5 – piroxénortoandezit, 6 – savanyú piroxénandezit, 7 – dacit, 8 – piroxénhidroandezit, 9 – fekete tengeri agyagmárga, 10 – péperites piroxénandezit, 11 – Tb 2 – Telkibánya 2. szerkezetkutató alapfúrás nyoma

Mindezen folyamatok együttes eredményeként az ortoközetből különböző hipo- és metaflowamatokon keresztül a posztmetallogenetikai fejlődés végső tagjaként a legnagyobb mobilizációt biztosító tektonikai vonalakban (telérekben) alakulnak ki az érces képződmények. Ezeknek a nemesfemes-polimetallos ércesedéseknek 3 típusát különböztetjük meg: *a*) epitermális ércesedés termés Au-val, *b*) epi- és mezotermális ércesedés szulfidokhoz kötött Au-tartalommal, *c*) mezotermális polimetallos ércesedés pirittel, szfalerittel, galenittel, kalkopirittel.

A telkibányai ércesedés korszerű vizsgálata mindezekén túlmenően még két jelentős megismeréssel járult hozzá a kárpáti ércesedések általános ismeretéhez.

A Telkibánya 2. szerkezetkutató alapfúrásban a szarmata korú nemesfemes ércesedés alatt, a felszíntől számított 940–950 m között tortonai korú képződményekben, a történelmileg ismert felszíni ércesedésnél idősebb érces fázis (l. az 5. és az 59. ábrát) is jelentkezett. A kárpáti érces területeken, így elsősorban a Tokaji-hegységnél fiatalabb területeken megvan a lehetőség egy nagyobb mélységű, a szarmata ércesedésnél idősebb ércesedés jelenlétére is. Az idősebb, feltehetően tortonai ércesedés galenitjének Pb-izotópos vizsgálata (KOVÁCH A. 1965–66) beigazolta, hogy a tortonai vulkanizmus egy idős ércesedés anyagát mobilizálta. A szarmata kálitrachitban kialakult lényegesen kisebb radiogén anomáliát mutató galenit (Lobkowitz-telér) kevesebbet kapott az idős nemesfém-mobilizátumból.

A telkibányai ércesedésre, s gyakran más kárpáti ércesedésre is jellemző, hogy az oxidációs öv nem nagy vertikális kiterjedésű. Sőt szoros értelemben (SCHNEIDERHÖHN) vett redukciós övvel a kárpáti ércesedés területén gyakran nem is találkozunk. Az aszcendens és deszcendens hatások eredményeképpen azonban valamennyi kárpáti ércesedés területén határozott öves elrendeződés alakul ki. A kérdéses nemesfemes érctelep gyakorlati használhatóságát éppen az a körülmény határozza meg, hogy a nemesfemes öv és a polifemes szulfidos öv között kialakult-e az ún. sterilizáció, és az milyen mértékű. A Gutin-hegység területén a nemesfemes ércesedés fokozatosan, szinte észrevétlenül megy át mezotermális szulfidos ércesedésbe (Iloba), sőt egyes esetekben (Felsőbánya) hipotermális ércesedésbe is. Legújabb kutatási adatok eredményeként a Tokaji-hegység és az Erdélyi-Érc-hegység (GHITULESCU 1960, 1966) területén is be-



60. ábra. Földtani szelvény a telkibányai Gyepű-hegytől a Kánya-hegyig. 1:30000. (SCHERF E. szerint)

Jelmagyarázat: Szarmata: 1 – piroxénandezit hipo- és metafajtákkal, 2 – riolit, 3 – kálitrachit (andezitogén kálii metasomatit) 4 – érces telérek

igazolást nyert a nemesfemes ércesedés alatt a telkibányaihoz hasonló kifejlődésű szulfidos ércek jelenléte. Telkibánya esetében a felszínközeli szarmata összetételben helyet foglaló steril-öv és szulfidos-öv vastagságának pontos megállapítása, ami a terület gazdasági perspektíváját véglegesen eldöntené, még további kutatások feladata.

Munkám bevezetésében utaltam arra, hogy a telkibányai ércesedést mintegy modellként vizsgálom a kárpáti ércesedések törvényszerűségeinek keresésénél. Elhunyt kutatótársam, SCHERF pontos felvételezése alapján több évvel ezelőtt készült földtani szelvény (60. ábra) nemcsak a telkibányai, hanem a kárpáti nemesfemes ércesedésekre egyaránt jellemző genetikai vázlat (l. az 52., 54., 56. b, 57. b. ábrát). Ha az új adataink birtokában a genetikai folyamat értelmezése sokban el is tér a Scherf-féle felfogástól – a kálitrachit megjelenését nem átöréssel, hanem a propilitből kialakult fokozatos petrometallogenetikai fejlődéssel magyarázzuk – ez nem von le semmit a szelvényen tükröződő kitűnő megfigyelőképességéből és gondos felvételező munkájából.

A 60. ábra a genetikai folyamatot, a vulkanitok és érces képződmények függőleges öveit is jól tükrözi. A feltüntetett bányászati feltárások (Ferdinánd-altáró, Csengőbánya 80-as irányvágat) ugyanis a nemesfemes öv alsó határával, a szulfidok megjelenésével esnek egybe.

A Tokaji-hegység területén kapott eredmények tehát a kárpáti ércesedésekkel tökéletesen párhuzamosíthatók. A Tokaji-hegység területén is meg van a kárpáti vulkáni koszorú tortonai és szarmata érces fázisa. Mind a tortonai, mind a szarmata vulkáni fázisokhoz erőteljes petrometallogenetikai fejlődés (propilitesedés, kálimetaszomatózis), és végső fejlődési fokként nemesfémes, polifémes, epi-mezotermális ércesedés is kapcsolódik.

Az egyes vulkáni fázisok petrogenetikai fejlődésének kiemelése alapján megállapítható, hogy az ércesedést bevezető és előidéző petrometallogenetikai folyamatok nem függetleníthetők a vulkáni működés szakaszosságától.

A vulkanizmus Ny-ról K-re való eltolódásával párhuzamosan az ércesedésnek mindig egy magasabb szintje van feltárva.

Szemelvényes irodalom

- ABDULLAEV, CH. M.: Die petrometallogenetischen Reihen der magmatischen Gesteine und die endogene Erzbildung.
Z. f. angew. Geol. 7. Nr. 9. p. 441. 1961.
- AFA NESZJEV, G. D.: (Г. Д. Афанасьев): Магматизм и оруденение.
Изв. Ак. Наук СССР, Сер. Геол. 10 p. 44. 1961.
- AHRENS, L. H.: Element distribution in igneous rocks.
Geochem. et Cosmochem. Acta. Vol. 28. Nr. 3. p. 271. 1964.
- ANSIŁOWSKI, J.: On microcline and triclinic adularia from Bielskie Gory Gneisses (Polish Sudeten). Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. des Sci. Chim. Geol et Geogr. 6. p. 275. 1958.
- BALKAY, B.: On the Neozoic Magma Tectonics of Hungary.
Acta Geol. VII. p. 159. 1962.
- BALOGH K.—SZE BÉNYI L.: Pálháza (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai.
Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről II. p. 47. 1951.
- BAMBAUER, H. H.—LAVES, R.: Zum Adularproblem I. Adular vom Val. Casatscha. Mimetischer Lamellenbau, Variation von Optik und Gitterkonstanten und ihre genetische Deutung.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. B. 40. p. 177. 1960.
- BARTH, F. W.: The Feldspar Geologic Thermometers.
N. Jahrb. f. Min. Abhandlungen 82. p. 144. 1950.
- BARTH, T. F. W.: Structure and Volume Relations of the Alkali Feldspar Mixed Crystals.
Schweiz. Min. und Petr. Mitt. 47. p. 121. 1967.
- BARTKÓ L.: Jelentés a Mád környékén végzett geológiai reambulációs felvételtől.
Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 251. 1948.
- BÁNYAI J.: Az aranyosbányai kontakt területről.
Földt. Közl. 49. p. 9. 1919.
- BÁNYAI J.: Aranytartalmú érces telérek mikroszkópos vizsgálata.
Földt. Közl. 49. p. 15. 1919.
- BEM B.: Kéked—Telkibánya—Nagybózsva környékének földtani viszonyai és ércelőfordulásai.
Földt. Int. Évi Jel. az 1950-ről. p. 25. 1953.
- BEUDANT, F. S.: Voyage miner. et géol. en Hongrie pendant l'année 1818, I—IV. Paris, 1822.
- BILIBIN, J. A.: On the question of vertical zoning in ore deposits.
Zapiski Vseszoj. Mineral. Obszeszt. 80. No. 2. p. 81. 1951.
- BORDET, P.—MARINELLI, G.—MITTENPERGHER, M.—TAZIEFF, H.: Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées.
Mémoires de la Soc. Belge de Géol. de Pal. et d'Hydr. No. 7.
- BOWEN, N. L.—TUTTLE, F.: The System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$ — H_2O .
Journ. Geol. 58. p. 489. 1950.
- BÖCKH H.: Előzetes jelentés a Selmecbánya vidékén előforduló eruptív kőzetek viszonyairól.
Földt. Közl. 31. p. 289. 1901.
- BÖHMER, M.: Relations between Potassium Trachytes, Rhyolites and Mineralisation in the Kremnica Ore Field.
Geol. Práce 60. p. 319. 1961.
- BRADLEY, W. F.—WEAVER, C. E.: A regulary interstratified chlorite-vermiculite clay mineral.
The Amer. Miner. 41. p. 497. 1956.
- BURNAM, C. W.: Facies and types of hydrothermal alteration.
Econ. Geol. 57. p. 768. 1962.
- CHAISSON, U.: The optic of triclinic adularia.
Journ. Geol. 58. p. 537. 1950.
- CHARLES, F.—PASK, J.: The zonal theory of ore deposits.
Econ. Geol. (Fiftieth Anniversary Volume.) 1905—1955. Part I. p. 226. 1955.

- CLARK, L. A.: Einige Angaben über die physikalischen Bedingungen für die Bildung von Erzvorkommen.
Freiberger Forsch. Beitr. zur Lagerstättenkunde dem Gedenken O.W. Oelsners. p. 89. 1965.
- COATS, R.: Propylitization and related types of alteration of the Comstock Lode.
Econ. Geol. 35. p. 1. 1940.
- CURTIS, G. D.: Applications of the Crystalfield Theory to Inclusion of Trace Transition Elements in Minerals during Magmatic Differentiation.
Geochem. and Cosmochem. Acta 28. Nr. 3. p. 389. 1964.
- CSAJÁGHY, G.—SCHERF, E.—SZÉKYNÉ FUX, V.: Theoretische und praktische Ergebnisse der chemischen Aufschliessung des Kalitrachyts.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. III. p. 15. 1953.
- CSAJÁGHY G.—SCHERF E.—SZÉKYNÉ FUX V.: Káalisó előállításának lehetősége Magyarországon.
MTA Műszaki Tud. Közl. VIII. 3—4. p. 609. 1953.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I.: A Ferdinánd-altáró szarmata makrofaunájának vizsgálata.
Kézirat. Bp. 1953.
- DAVIDSON, G. F.: Some genetic relationships between ore deposits and evaporites.
Extract from Transactions Section B of the Institution of Mining and Metallurgy. 75. p. 215. 1966.
- DIMITRESCU, R.: Sur l'existence of certaines vergances orientées vers l'intérieur de l'arc des Carpatés Orientales.
Comitetul Geologic, Dări de Seamş ale Şedinţelor. 50. 1961—63. p. 200. 1964.
- DIMITRESCU, R.: Données microtectoniques sur la région de Cimpeni.
Comitetul Geologic, Dări de Seamş ale Şedinţelor. 50. 1961—63. p. 196. 1964.
- DIMITRESCU, R.: Contributions à la connaissance de l'évolution géomagnétique des Monts Apuşeni en rapport avec la geotectonique.
Comitetul Geologic, Dări de Seamş ale Şedinţelor. 49. p. 136. 1964.
- DIMITRESCU, R.: Beiträge zur Kenntnis der magmatisch-tektonischen Verhältniss im Karpatisch-Balkanischen Raum.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. IX. p. 357. 1966.
- DOELTER, C.: Ueber einige Trachyte des Tokaj—Eperjeser Gebirges.
Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 1874. 3 f. p. 199.
- ERHARDT GY.: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. p. 391. 1964.
- ERHARDT GY.: A Tokaji-hegység ÉNy-i peremének új harmadkori üledékes képződményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. p. 243. 1965.
- FIALA, FR.: Geological and Petrographical Conditions of the Wider Vicinity of Kremnica.
Sborník Ústřed. Ústavu Geolog. XXIII. 1956. 2. díl. p. 48. 1957.
- FIALA, FR.—PÉCSI, ZD.: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremických horách.
Geol. Práce, Sešit 54. 1959.
- FIALA, FR.: Chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnické Hory.
Geol. Práce Zprávy 25—26. p. 5. 1962.
- FICHEL, J. E.: Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen. I—II. Wien 1816.
- FÖLDVÁRI A.: Jelentés Síma, Erdőbénye és Szegilong között az 1937. évben végzett kaolin kutatásról.
Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról. III. 1942.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban.
Műszaki Könyvkiadó, Bp. 1958.
- FRIJS J.: A végardói termális vonal.
Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről I. p. 505. 1964.
- GHEORGHITA, J.: Aperçu sur la déroulement des processus d'altération hydrothermale et sur le métallogénese associés aux roches banatiques.
Acta Geol. Sci. Hung. XIV. 1969.
- GHIŢULESCU, T. P.—SOCOLESCU, M.—GIUŞCĂ, D.: Études géologiques et minières dans le quadrilatère aurifère (Monts Apuşeni).
C. R. Inst. Geol. Roum. XXII. p. 74. 1938.
- GHIŢULESCU, T. P.—SOCOLESCU, M.: Étude géologique et minière des Monts Metallifères.
An. Inst. Geol. Roum. XXI. 1941.
- GIUŞCĂ, D.: Nouvelles contributions à l'étude des gisements aurifères des Monts Apuşeni.
Acad. Roum. Bull. Sect. Sci. XXIII. 1. 1940.

- GIUȘCĂ, D.: Die Adularisierung der Vulkanite in Gegend von Baia Mare.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. VII. p. 173. 1961.
- GIUȘCĂ, D.—IANOVICI, V et al: Guide des excursions à Baia Mare. Aperçu général sur la géologie de la région de Baia-Mare.
Assoc. Géol. Carpató—Balkanique V.-ème Congres, 1961.
- GOLDSMIDT, J. R.—LAVES, F.: The microcline—sanidine stability relations.
Geochim. et Cosmochim. Acta Vol. 5. p. 1. 1954.
- GONI, J.—GUILLEMIN, G.—SARCIS, G.: Geochemie de l'or exogene. Étude expérimentale de la formation des dispersions colloïdales d'or et de leur stabilité.
Mineralium Deposits Vol. 1. p. 259. 1967.
- GRASSELLY, GY.: Confrontation of Complex Anionic Potentials and Compound Potentials with Thermochemical Data.
Acta Geol. Sci. Hung. 9. p. 329. 1965.
- GRÜNENFELDER, M.: Erzmikroskopische Beobachtungen an den Goldquarzgängen von Gondo und Alpe Formazzolo.
Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 37. p. 1. 1957.
- GUBSER, R.—LAVES, F.: On X-ray properties of „Adularia” (K—Na)AlSi₃O₈.
Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 47. p. 177. 1967.
- GUDMUNDUR, E.—SINGVALDASON, G. E.: Some geochemical and hidrothermal aspects of the 1961. Askja eruption.
Beitr. z. Min. u. Petr. 10. p. 263. 1964.
- GYARMATI P.: A vulkáni kőzetminősítés problematikája Tokaj-hegységi példákon.
Földt. Közl. 91. p. 374. 1961.
- GYARMATI P.: A Tokaj-hegység D-i részének andezitfajtái.
Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. p. 485. 1964.
- GYARMATI P.: A Tokaj-hegység É-i részének dácit és andezitfajtái.
Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. p. 367. 1964.
- GYARMATI P.: A Mád 23. sz. alapfúrás földtani eredményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ről. p. 249. 1965.
- GYARMATI P.: A Tállya 15. sz. alapfúrás földtani eredményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. p. 443. 1966.
- HAJÓS M.—PÁLFALVY I.: A Tokaj-hegység szarmata növénytársulásai.
Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. p. 427. 1964.
- HAUER, FR.—RICHTHOFEN, F.: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn.
Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. X. Wien 1859.
- HAYDEMANN, A.: Untersuchungen über die Bildungsbedingungen von Quarz in Temperaturbereich zwischen 100° und 250°.
Beiträge z. Miner. u. Petrogr. 10. 2f. p. 242. 1964.
- HELGESEN, H. C.: Complexing and Hydrothermal Ore Deposition.
Pergamon Press, 1964.
- HELKE, A.: Die jungvulkanischen Gold—Silber—Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes.
Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 66.
Preuss. Geol. Landesanst., Berlin 1938.
- HERRMANN M.: Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiaja és petrokémiája.
Földt. Közl. 86. p. 349. 1952.
- HOFFER A.: Geológiai tanulmányok a Tokaji-hegységből.
Debreceni Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv. II. 1925.
- HOFFER A.: A Szerencsi sziget földtani viszonyai.
Közl. a Debreceni Tud. Egy. Ásv.-Földt. Int. 8. 1937.
- НОМЕНКО, В. И. (В. И. Хоменко): Некоторые вопросы строения Закарпатского внутреннего прогиба. Научная Сессия Закарп. Отдел. Львовск. Геол. Общ. Берегово, p. 104. 1966.
- IANOVICI, V.—GIUȘCĂ, D.—GHITULESCU, T. P.—BORCOS, M.—LUPU, M.—BLEAHU, M.—SAVU, H.: Evoletia Geologica a Muntilar Metaliferi.
Editura Acad. Rep. Soc. Romana. Bucuresti, 1969.
- INKEY, B.: De la relation entre l'état propylitique des roches andesitiques et leurs filons minéraux.
C. R. Congr. Internat. Geol. Mexico. 1906.
- INKEY B.: Megjegyzések dr. Pálffy Mór: Az Erdélyrészi Érchegység bányáinak földtani viszonyai és ércetelerei c. munkájához.
Földt. Közl. 42. p. 737. 1912.

- JANTSKY B.: Ásványtelepeink földtana.
Műsz. Könyvk., Bp. 1966.
- KARAMATA, ST.: Einfluss des geologischen Alters und des tektonischen Drucks auf die Art der Alkalifeldspäte.
Inst. „Lucas Mallada” *Cursillos y Conferencias fasc. VIII.* 127. 1961.
- KARAMATA, ST.: Lead in Sanidines from Quartz—Latites from the Zvečan Area, Yugoslavia.
Zavod Za Geološka i Geofizička Istraživanja Bulletin Tome XXVII. p. 267.
- KAROLUS, K.—FORGAČ, J.—KORNEČNY: Neovolcanics of the West Carpathians.
Guide to Excurs. 18., Czechoslovakia.
Internat. Geol. Congress XXIII. Session, Prague, 1968. p. 27.
- KASZANITZKY, F.: Origin and horizontal Zonation of the Ore Minerals at Gyöngyösoroszi.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. VII. p. 197. 1961.
- KATO, T.: The last stage of magmatic differentiation as represented by tertiary gold-silver veins.
Intern. Geol. Congr. C. R. XV. Session, South Africa. p. 9. 1929.
- KERTAI GY.: A magyarországi földgáztelepek kialakulásáról és továbbkutatásuk alapelveiről.
Földt. Közl. 92. p. 274. 1962.
- KISS, J.: A new ore occurrence in the environment of Nagygallya, Nagylipót and Aranybánya-folyás, Mátra Mts. NE-Hungary.
Ann. Univ. Sci. R. Eötvös, Sec. Geol. III. p. 55. 1960.
- KNYAZEV, G. J.—RESITKO, V. A.—JUREV, D. J. (Г. И. Князев, В. А. Решитко, Д. И. Юрьев): Рудная зональность Береговского месторождения и ее прикладное значение. I. Научная Сессия Закарп. Отдел. Львовск. Геол. Обш. Берегово p. 54. 1966.
- KOCH S.: Összehasonlító szemléldések az Erdélyi Érchegység és az ÉNY-i Kárpátok geoszinklinálisai felett.
Földt. Közl. 48. p. 229. 1918.
- KOCH, S.: Hydrothermal tourmaline from Nagybörzsöny.
Acta Min. Petr. Szeged X. p. 47. 1957.
- KOCH, S.: The Tertiary Volcanic Mineralisation in Hungary.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. VII. 187. 1961.
- KOCH S.: Magyarország ásványai.
Akad. K. Bp. 1966.
- KOCH S.—ZOMBORY L.: Szferosziderit és sziderit Felsőbányáról.
Földt. Közl. 65. p. 18. 1935.
- KOCH S.—MEZŐSI J.—GRASSELY GY.: A gyöngyösoroszi Zgyerka altárókőzetei és ásványai.
Acta Miner. Petr. Szeged III. p. 1. 1949.
- KOCH S.—PANTÓ G.: Alpidisch-postmagmatische Mineralisation Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale.
Acta Geol. Tom. XIV. p. 161. 1970.
- KORECZNÉ LAKY I.: A telkibányai szarmata üledékek Foraminifera faunája.
Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről. p. 351. 1967.
- KORPÁS L.—PEREGI ZS.—SZENDREI G.: A Dunazug-hegység északi részének kőzettani és földtani vizsgálata.
Földt. Közl. 97. p. 211. 1967.
- KORZSINSZKI J. D. S.: Physicochemical basis of the analyses of the paragenesis of minerals (Translated from Russian).
Consultans Bureau Inc. New York p. 71. 1959.
- KOVÁCH, Á.: An Isotopic Study of Common Lead Ores from Hungary.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. X. p. 303. 1966.
- KUBOVICS I.: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete.
Földt. Közl. 92. p. 280. 1962.
- KUBOVICS, I.: The rôle of potassium metasomatism on volcanic rock genesis in the W-Mátra Mts.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. IX. p. 193. 1965.
- KULCSÁR L.: A komlóskai bentonit földtani helyzete.
Földt. Közl. 87. p. 147. 1957.
- KULCSÁR L.: A magyar—szovjet határmenti vulkánosság a legújabb szovjet és hazai kutatások tükrében.
Acta Geogr. Debrecina. XIV/VII. 1968.
- KULHAY GY.: A Beregszászi-hegység eruptív kőzetei és ezek elváltozásai.
Földt. Közl. 46. p. 161. 1936.

- KULHAY Gy.: A beregkisfaludi Kőhegy (Kamnyanka) kőzetéről.
Földt. Közl. 69. p. 296. 1939.
- KUTINA, J.: A contribution to the classification of zoning in ore veins.
Acta Univ. Carol. Praga (Geol.) 3. p. 197. 1957.
- LÁNYI B.: A beregszászi alunitokról.
Földt. Közl. 73. p. 159. 1943.
- LAVES, F.: The lattice and twinning of microcline and other potash Feldspars.
Journ. Geol. 58. p. 548. 1950.
- LAVES, F.: Artificial preparation of microcline.
Journ. Geol. 59. p. 511. 1952.
- LAVES, F.: Al/Si Verteilung, Phasen-Transformationen und Namen der Alkalifeldspäte.
Z. Kristallogr. 113. p. 265. 1961.
- LAVES, F.: Phase relations of the alkali Feldspars. II. The stable and pseudostable Phase Relations in the alkali Feldspar System.
Journ. Geol. 60. p. 549. 1952.
- LAVES, F.—WISWENTHAN, K.: Relations between the Optic Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspars and their Significance for the Definition of ‘Stable’ and ‘Unstable’ States of Alkali Feldspars.
Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 47. p. 147. 1967.
- LAZARENKO, E. A. (Э. А. Лазаренко): Минералогия Закарпатья.
Изд. Львовск. Унив. p. 1—614. 1963.
- LAZARENKO, E. A. (Э. А. Лазаренко): Альпийский магматизм и рудообразование Закарпатья и сопредельных районов
I. Научная Сессия Закарп. Отдел. Львовск. Геол. Общ.
Берегово, p. 34, 1966.
- LAZAREVIĆ, S.: Die Propylitisation, Kaolinisierung und Verkiezelung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe.
Praktische Geol. 21. p. 345. 1913.
- LENGYEL E.: Telkibánya környékének ércgenetikai viszonyai.
Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 308. 1948.
- LENGYEL E.: Földtani és kőzettani megfigyelések a Tokaji-hegységben.
Földtani Közl. 89. 2. p. 381. 1959.
- LENGYEL S.—KÓSA L.: Rövid jelentés a Telkibányán 1959-ben végzett bányarevizíós felmérésről.
Pécsi Uránércbánya V., 1961. Kézirat. MÁFI. Adattár.
- LIFFA A.: Geológiai jegyzetek Telkibánya, Gönc és Hejce környékéről.
Földt. Int. Évi Jel. 1920—24-ről, p. 26. 1925.
- LIFFA A.: Telkibánya érelőfordulásának viszonyai.
Bány. és Koh. Lapok 58. p. 129. 1925.
- LIFFA A.: Adatok Telkibánya, Hollóháza, Nagybozsva, Komlós és Pálháza környékének geológiai viszonyaihoz.
Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, p. 171. 1935.
- LIFFA A.: Gönc és környékének hidrogeológiai viszonyai.
Hidr. Közl. VII—VIII. 1927—1928.
- LIFFA A.: Az Eperjes—Tokaji-hegység geológiai felvételeinek eddigi eredményei s a felvétel ezidőszerinti helyzete.
Beszámoló a Földt. Int. 1943. évi 6. szaküléséről. p. 359.
- LIFFA A.: Néhány hazai kaolin- és tűzálló agyag-előfordulás geológiai viszonyai.
Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. évről III. Bp. p. 1247. 1940.
- LIFFA A.: Boldogkőváralja és környékének geológiai viszonyai.
Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. IV. p. 1337. 1940.
- LIFFA A.: Jelentés az 1947. évben Gönc és környékén végzett reambuláló geológiai felvételtől.
Földt. Int. Évi Jel. az 1945—47. évről. II. p. 75. 1951.
- LIFFA A.: A Tokaji-hegység perlit előfordulásai.
Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről. I. p. 31. 1951.
- LIFFA A.: Gönc, Fony, Telkibánya és Alsókéked közötti terület újratérképezése.
Földt. Int. Évi Jel. az 1950. évről. p. 101. 1953.
- LIFFA A.: Telkibánya és környékének földtana és kőzettana.
Földt. Int. Évk. 41. 3. p. 1. 1953.
- LIFFA A.: Telkibánya bányaföldtani viszonyai.
Földt. Int. Évk. 42. 4. p. 211. 1955.

- LINDGREN, W.: The gold and silver veins of Silver City, De Lamar and other mining districts in Idaho.
U. S. Geol. Survey Twentieth Am. Rept. pt. 3. p. 187. 1898.
- LINDGREN, W.: Metasomatic processes in fissure veins.
Am. Inst. Min. Eng. Trans. 30. p. 646. 1900.
- LÓCZY L.: Összehasonlító szemlélődések az Erdélyi Érchegység és az ÉNy-i Kárpátok geoszinklinálisai felett.
Földt. Közl. 48. p. 229. 1918.
- LÖW M.—ТОКОДЬ L.: Adatok Nagybánya és Borpatak ásványainak ismeretéhez.
Földt. Közl. 58. p. 87. 1928.
- МАЛЕЖЕВ, Е. Ф. (Малеев, З. Ф.): Неогеновый вулканизм Закарпатья.
Изд. «Наука», Москва; p. 1—250. 1964.
- MÁNDY T.—ÖTVÖS E.: A nyirok-kérdés és a felszíni mállás.
Földt. Közl. 90. p. 192. 1960.
- MANILICI, V.—GIUȘCĂ, D.—STIROPOL, V.: Studiul zacamintului de la Baia Sprie (Reg. Baia Mare).
Memoriile Comitetului Geologica VII. Bucuresti 1965.
- MASUDA, A.: Lead isotope composition in volcanic rocks of Japan.
Geochem. et Cosmochem. Acta 28. p. 291. 1964.
- MAURITZ B.: Magyarországi kőzetalkotó ásványok.
Földt. Közl. 40. p. 541. 1910.
- MAURITZ B.: Adulár a hazai andezitek éreteléreiben.
Math. Term. Tud. Értesítő, 37. p. 37. 1920.
- McKINSTRY, H. E.: Structures of hydrothermal ore deposits.
Economic Geology Fiftieth Anniversary Volume. Part. I. p. 170. 1955.
- MERLICS, B. V. (Б. В. Мерлич): Основные закономерности формирования и размещения верхнеогенового оруднения Закарпатья.
I. Научная Сессия Закарп. Отдел. Львовск. Геол. Общ. Берегово. p. 51. 1966.
- MEZŐSI J.: Jelentés a Reesk, Tarnaszentandrás és Domoszló környékén végzett földtani felvételtől.
Földt. Int. Évi Jel. 1949. évről. p. 81. 1952.
- MEZŐSI J.: Potassium Metasomatism in the Neighbourhood of Mátraszentiván (W-Mátra Mountains).
Acta Univ. Szegediensis. Acta Min. Petrogr. XVIII. p. 99. 1968.
- MICHAELIS DE SÁENZ, I.: Authigener Sanidin., Optische und röntgenographische Untersuchung. Schweiz. Min. und Petr. Mitt. 43. p. 485. 1963.
- MICHAELIS DE SÁENZ, I.: Alkali Feldspar Crystallization under non Equilibrium Conditions from Pneumatolytic, Hydrothermal and Diagenetic Environments.
Schweiz. Min. und Petr. Mitt. 47. p. 87. 1967.
- MOESZ G. A.: Baryt, antimonit, pyrargyrit és pyrit Körmöcbányáról.
Földt. Közl. 32. p. 39. 1902.
- MOLNÁR J.: A Tokaji-hegység D-i részének szerkezeti felépítése.
Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I. p. 493. 1964.
- MOOKHERJEE, A.: Certain aspects of the geochemistry of Cadmium.
Geochem. et Cosmochem. Acta, 26. p. 251. 1962.
- NAGY B.—BARBÁCSI A.: A mátraszentimrei hidrotermális ércesedés ásványparagenetikai vizsgálata.
Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. p. 403. 1966.
- O'NEIL, T. F.: The hydrothermal alteration of feldspar at 250—400 C°.
Econ. Geol. 43. p. 167. 1948.
- NEMEC, D.: Erzgänge des Jihlava-Jezdovicer Reviers. Geochemie der Erzgänge.
Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. Dritte Folge, 9. 1—2. p. 42. 1964.
- NEMECZ E.: Az agyagásványok képződési folyamatai, különös tekintettel a hazai előfordulásokra.
Akadémiai doktori értekezés. Bp. 1967.
- NOBLE, J. A.: The classification of ore deposits.
Econ. Geol. Fiftieth Anniversary 1905—1955. p. 155. 1955.
- NOLEN, T., B.: Epithermal precious-metal deposits, in Ore Deposits of the Western States.
Lindgren Vol. Am. Inst. Min. Eng. p. 623. 1933.
- NOSZKY J.—HEGEDŰS Gy.: Jelentés az 1946. évi Tokaji-hegységi terasz-kutatásokról.
Földt. Int. Évi Jel. az 1945—47-ről. II. p. 85. 1951.

- OLIVER, T. A.: The effect of uralitisation upon the chemical composition of the Sudbary norite.
Amer. Min. 36. p. 421. 1951.
- ORVILLE, P. M.: Alkali Metasomatism and Feldspars.
Norsk Geol. Tidschrift 42. p. 283. 1962.
- ORVILLE, P. M.: Alkali Ion Exchange between Vapor and Feldspar Phases.
Amer. Journ. of Sc. 261. p. 201. 1963.
- OVCSINIKOV, L. N. (Л. Н. Овчиников): О роли газов в постмагматическом рудообразовании, (On the role of gases in postmagmatic ore formation.)
Конференция — Проблемы поствагматического рудообразования I. Прага. p. 492. 1963.
- OVCSINIKOV, L. N.: On the participation of gases in postmagmatic ore deposition and the distinguishing of a pneumatolytic phase.
Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition II. Prague, p. 482. 1965.
- PANTÓ G.: Szfalerit-kalkopirit rendszerek a Toroiagai Mihály-telér (Borsabánya) ércéből.
Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről. VIII. 1—2. p. 45. 1946.
- PANTÓ G.: A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és éreképződés.
MTA Műszaki Tud. Közl. V. 3. p. 129. 1952.
- PANTÓ G.—SZÉKYNÉ FUX V.: A Tokaji-hegység harmadkori vulkáni tevékenysége.
MTA Geokémiai Konferencia Kiadványa, Bp. 1959.
- PANTÓ G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata.
Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. I. p. 471. 1964.
- PANTÓ G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata.
Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. p. 349. 1964.
- PANTÓ G.—MIKÓ L.: A nagybörzsönyi ércesedés.
Földt. Int. Évkönyve. 50. 1964.
- PANTÓ G.: Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései.
Földt. Közl. 94. p. 313. 1964.
- PANTÓ G.: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. p. 227. 1965.
- PANTÓ G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálatának 1964. évi eredményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. p. 439. 1966.
- PANTÓ G.: A Tokaji—Szalánci-hegység és a Zempléni-dombvidék földtani megismeréséről.
Földt. Közl. 96. p. 143. 1966.
- PANTÓ G. et. al.: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához.
M—34—XXXIV. Sátoraljaújhely, Bp. 1966.
- PANTÓ, G.—KOVÁCS, A.—BALOGH, K.—SÁMSONI, Z.: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian Igneous Activity and Metamorphism in Northeastern Hungary.
Acta Geol. Acad. Sci. Hung. XI. p. 279. 1967.
- PANTÓ G.: A plutoi és vulkáni kőzetképződés határkérdései.
MTA X. Oszt. Közl. 1. p. 67. 1967.
- PANTÓ, G.: Development of Magmas and Igneous Rocks in the Tertiary Volcanism of Hungary.
Geol. Rundschau 57. p. 141. 1967.
- PANTÓ G.—MORVAI G.: Magyarország metallogenetikai térképe.
Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről. p. 481. 1967.
- PANTÓ G.: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata.
Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról. p. 215. 1968.
- PANTÓ, G. et al.: Cenozoic Volcanism in Hungary. Guide to Excursion 40 C.
International Geol. Congr. 23. Session, Prague, 1968.
- PANTÓ Gy.: A Börzsönyi-hegység É-i részének harmadidőszaki vulkanizmusa.
Kandidátusi értekezés. Bp. 1967.
- PÁLFY M.: Előzetes jelentés az Erdélyrészi Érc-hegység andezitjeinek korviszonyáról.
Földt. Közl. 33. p. 463. 1903.
- PÁLFY M.: Adatok a verespataki Kirnik kőzetének pontosabb ismeretéhez.
Földt. Közl. 35. p. 314. 1905.
- PÁLFY M.: Néhány megjegyzés Semper: Beiträge zur Kenntniss des siebenbürgischen Erzgebirges c. munkájához.
Földt. Közl. 35. p. 277. 1905.
- PÁLFY M.: Az Erdélyrészi Érc-hegység bányáinak földtani viszonyai és ércfelélei.
Földt. Int. Évk. 18. p. 205. 1911.
- PÁLFY M.: A pálházkörnyéki riolitterület Abauj-Torna megyében.
Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről. p. 312. 1915.

- PÁLFY M.: A nagybányai bányaterület geológiai viszonyai.
Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről. p. 385. 1915.
- PÁLFY M.: Az erupciós kőzetek zöldkövesedése.
Földt. Közl. 46. p. 73. 1916.
- PÁLFY M.: Adatok a Tokaji-hegység harmadkori erupciójának korviszonyához. (Előzetes közlemény.)
Földt. Közl. 57. p. 65. 1927.
- PÁLFY M.: Tanulmányok az Eperjes—Tokaji hegységben.
Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ről. p. 186. 1935.
- PÁLFY M.: Magyarország arany—ezüst bányáinak geológiai viszonyai és termelési adatai.
Földt. Int. gyakorlati irányú, kiadv. 1929.
- PERLAKY E.—BARABÁSNÉ SERÉNYI E.: A horzszakó fogalma, szöveti jellege és genetikája.
Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről. p. 535. 1964.
- PERLAKY E.: Magyarázó a Nyíri 1 : 25 000-es térképlaphoz.
MÁFI. 1968. Sajtó alatt.
- PERLAKY E.: Magyarázó a Hollóháza—Fűzérkajata 1 : 25 000-es térképlaphoz.
MÁFI. 1970. (Szerkesztés alatt.)
- PETRASCHEK, W. E.: Magmatismus und Metallogenese in Südosteuropa.
Geol. Rundschau. 42. p. 128. 1953.
- PETRASCHEK, W. E.: Die alpin-mediterrane Metallogenese.
Geol. Rundschau. 63. p. 376. 1963.
- PETRASCHEK, W. E.: Typical Features of Metallogenic Provinces.
Econ. Geol. 60. p. 1620. 1965.
- POLLNER J.: Jelentés a pányóki és telkibányai érckutatások bányászati szemléről.
Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 335. 1948.
- PROKOPENKO, N. U.: Die Verbreitung von Indium in verschiedenen metallogenetischen Zyklen der UdSSR. Dokl. A. N. SSSR. Bd. 31. Nr. 1. 1941. a— . Die Erdkundungsmerkmale auf Indium. Dokl. A. N. SSSR. Bd. 31. Nr. 1. 1941. b— . Die Verbreitung von Indium in Transbaikalien. Dokl. A. N. SSSR. Bd. 31. Nr. 9. 1941. c— .
- RAGUIN, E.: Unterschiedlichkeit und Entstehung der Pyritlagerstätten.
Die Rolle der Metasomatose.
Freiberger Forschungshefte C. 168. Beiträge zu Lagerstättenkunde. Dem Gedenken O. V. Oelsners.
- RICHTHOFEN, F.: Studien aus den ungarisch—siebenbürgischen Trachytgebirgen.
Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. X. p. 154. 1860.
- RICHTHOFEN, F. Studien aus den ungarisch—siebenbürgischen Erzgebirgen.
Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. XI. p. 228. 1961.
- ROZLOŽNIK, P.: A Tokaj-hegyalja Ny D-i részének s a vele dél felől határos sík terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről. p. 329. 1937.
- ROZLOŽNIK, L.: New Informations in the Structure of Banská Štiavnica—Hodruša Ore District. Mineralia Slovaca T., č. 3—4. p. 167. 1969.
- RÖSLER: Die jüngste Entwicklung und der Stand der geochemischen Prospektionsarbeiten auf Buntmetalle.
Freiberger Forschungshefte C 162. Vorträge des XIV. Berg- und Hüttenmännischen Tages vom 13. bis 16. V. 1962.
- RYBACH, L.—NISSEN, H. U.: Zerstörungsfreie Simultanbestimmung von Na, K und Ba in Adular mittels Neutronenaktivierung.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 47. p. 189. 1967.
- SCHERF E.: Évi jelentés az 1950. évi Telkibánya—Alsókéked környéki felvételekről.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. Bp. 1950.
- SCHERF E.: I. sz. jelentés a telkibányai bányászat felélesztése érdekében végzett felvételtől.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. Bp. 1950.
- SCHERF E.: II. sz. jelentés a telkibányai bányászat felélesztése érdekében végzett felvételtől.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. 1950.
- SCHERF E.: III. sz. jelentés a telkibányai bányászat felélesztése érdekében végzett felvételtől.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. Bp. 1950.
- SCHERF E.: Az Abaúj megyei Kéked és Telkibánya közé eső terület bányászati feltárása.
Földt. Int. Adattár. IV. sz. jelentés. 1950/51. Kézirat. Bp. 1951.
- SCHERF E.: V. sz. jelentés a Telkibánya környékén végzett bányaföldtani felvétel eredményeiről.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. 1952.

- SCHERF E.—SZÉKYNÉ FUX V.: Jelentés az 1952. július hóban hasznosítható nyersanyagok felkutatása érdekében a Hegyalja—Kéked—Telkibánya—Regéc közé eső területen végzett bejárásokról.
Földt. Int. Adattár, Kézirat, Telkibánya 1952.
- SCHERF E.: A telkibányai ércbányászat viszonyainak és művelési adatainak ismertetése. VI. sz. jelentés.
Földt. Int. Adattár, Bp. 1953.
- SCHERF E.: VII. sz. jelentés a Telkibánya és Kéked közé eső vidék bányageológiai felvételéről.
Földt. Int. Adattár, Kéked 1953.
- SCHERF E.: Az Eperjes—Tokaji-hegység ÉNy-i részében 1952—53. évben végzett érc-kutatás eredménye. Egyúttal VIII. sz. jelentés a Telkibánya és Kéked között végzett részletes bányageológiai felvételről.
Földt. Int. Adattár, Kézirat, 1953.
- SCHERF E.: Az Eperjes—Tokaji-hegység ÉNy-i részében végzett bányageológiai felvétel eredménye. IX. sz. jelentés a Telkibánya és Kéked között végzett részletes bányageológiai felvételről.
Földt. Int. Adattár, Kézirat, 1954.
- SCHERF E.: Jelentés (X. sz.) a telkibányai kálitrachit-előfordulások geológiai és kémiai viszonyairól és ipari értékesítési lehetőségeiről.
Földt. Int. Adattár, Bp. 1954.
- SCHERF, E.—SZÉKYNÉ FUX, V.: Das Erzgebiet von Telkibánya im Tokajer Gebirge. Geokémiai Konferencia Kiadványai II. 1959.
- SCHERF E.: A telkibányai bányászat története 1950-ig. Zárójelentés a telkibányai bányászati kutatásokról. I. Kézirat.
Ásványbányászati Feltáró Vállalat, 1960.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die jungeruptive Lagerstättenprovinze in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn in dem Banat.
Zentralbl. f. Min. Geol. u. Pal. p. 404. 1928.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstätten-Gliederung auf geotektonischer Grundlage.
N. Jahrb. f. Min. Mh. 2—3. p. 47. 1952.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Fortschritte in der Erkenntniss sekundär hydrothermalen und regenerierter Lagerstätten.
N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Mh. 9. 1953.
- SCHRÉTER Z.: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai.
Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról. p. 1447. 1942.
- SCHRÉTER Z.: A Kárpátok által körülvevett medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága.
Math. Term. Tud. Ért. 60. 1941.
- SCHRÉTER Z.: Adatok a Telkibánya vidéki érces terület földtani viszonyaihoz.
Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 320. Bp. 1948.
- SCHRÉTER Z.: Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai.
Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 258. 1948.
- SCHWARTZ, G. M.: Hydrothermal Alteration as a Guide to Ore.
Econ. Geol. 50. p. 300. 1955.
- SCHWARTZ, G. M.: Hydrothermal Alteration.
Econ. Geol. 54. No. 2. p. 161. 1959.
- SCSERBINA, V. V.: All-Union Conference "Metasomatic Alteration of wall-rocks and their role in rock formation"
Izv. Ak. Nauk SzSzsZR Geoch. 6. p. 615. 1963.
- SMIRNOW, S. S.: On the question of Zoning in Ore Deposits.
Izv. Akad. Nauk. USSR. Geol. According to the Reprint in the „volume” Academician Smirnov Collected papers” Moszkva, p. 134. 1955.
- SMIRNOW, W. J.: Probleme der endogenen Metallogenese.
Z. f. Angew. Geol. 12. 4. p. 169. 1966.
- SOCOLESCU, M.—GURAU, A.—CATONA, V.—DIMITRESCU, M.: Les phénomènes hypogènes et l'activité magmatique dans les Carpathes Orientales.
Carpatho-Balkan Geological Ass. VII. Congr. Sofia. 1965. Rep. Part. III. p. 339. 1965.
- SOCOLESCU, M.—GURAU, A.: Les caractéristique structurales des gisements métallifères de la zone Carpatique.
Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VII. Sofia, Rep. Part III. p. 345. 1965.
- SPENCER, E.: The potash-soda feldspars I. Termal Stability.
Miner. Mag. 24. p. 453. 1937.

- SPENCER, E.: The potash-soda feldspars II. Some applications to Petrogenesis. *Miner. Mag.* 25. p. 87. 1938.
- STANCIU, C.—MEDASAN, A.—URDESCU, S.: Die Geochemie der hydrothermalen Umwandlung im neogenen Andesitkörper von Baia Sprie (Gutin Gebirge). *Karpato-Balkanska Geolojska Asocijacija VIII. Kongres, II.* p. 289. Beograd 1967.
- STRINGHEN, N.: Fields of Formation of some Common Hydrothermal Alteration Minerals. *Econ. Geol.* 47. Nr. 6. p. 661. 1952.
- SUDO, T.—HAYASHI, H.—SHIDOMA, S.: Mineralogical Problems of Intermediate Minerals. *Clays and Clay Minerals.* (9 th. Nat. Conf. 1960.) p. 378. 1962.
- SUDO, T.: Interstratified Minerals from Japan, their Geological Behaviours and Origins. *Int. Clay Conference I.* p. 113. 1963.
- SUPERCEANU, G.: Metallogenetische Provinzen Rumäniens. *Z. f. Angew. Geol.* 13. 2. p. 57. 1967.
- SZABÓ J.: Tokaj-Hegyalja talajának leírása s osztályozása. *Math. Term. Tud. Közl.* 3. 366. 1866.
- SZABÓ J.: Tokaj-Hegyalja és környékének földtani viszonyai. *Math. Term. Tud. Közl.* 4. p. 226.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpathischen Vulkanbogen. *Mitt. d. Berg. u. Hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron.* 13. p. 273. 1941.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Ércelőfordulás a Kárpátok vulkánkoszorújában. *Bány. Koh. Lapok* 75. 1942.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A magmás kőzetek és érciek képződési mélységének meghatározásáról. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 20. 3—4. p. 235. 1957.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. *Földt. Közl.* 68. p. 171. 1958.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: On the Petrology of Volcanic Rocks and the Interaction of Magma and Water. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* V. p. 187. 1958.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 23. 3—4. p. 385. 1959.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A genetical System of Igneous Rocks. *Int. Geol. Congr. Rep. XII, Sess. Copenhagen, XIII.* p. 260. 1960.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PESTHY, L.: Ein Verfahren zur exakten Auswertung der Magmatittexturen. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* VII. p. 39. 1962.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Großtektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmachemismus des innerkarpathischen Vulkanismus. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, 8. 1—4. p. 433. 1964.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Über die Herkunft der Schwermetalle der Erzgänge. *Freiberger Forschungshefte, C* 186. p. 237. 1965.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* X. p. 371. 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Die Berechnung der mineralischen Zusammensetzung magmatischer und nichtmagmatischer Gesteine aus der chemischen Analyse. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* X. p. 69. 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Development of the Ideas about the Interrelation of Volatiles, Magma and the Crust of their Earth. *Acta Geol. X.* p. 249. 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On the Migration of Volatiles and the Chemical Changes at Igneous Contacts. *Acta Geol. X.* p. 263. 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Elgondolások a Kárpáti-medencerendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. *MTA X. Oszt. Közl. I.* p. 41. 1967.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. et al.: Die Neovulkanite Ungarns. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* II. p. 17. 1967.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On Igneous Rock Textures, their Mineralogical Composition and Cooling Curves. *Acta Geol. Sci. Hung.* II. p. 221. 1967.

- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Subsidence and Structural Evolution Mechanism in the Pannonian Basin.
Acta Geol. XIV. p. 83. 1970.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. — PANTÓ, G. — SZÉKY-FUX, V.: A Preliminary Proposition for Developing a Uniform Nomenclature of Igneous Rocks.
Int. Geol. Congr. Rep. XXI. Sess. Copenhagen. XIII. p. 260. 1960.
- SZÁDECZKY-KARDOSS GY.: A magyarországi rhyolitokról. (Von den Rhyolithen Ungarns.)
Pótfüzetek a Term. Tud. Közl.-höz. 22/2. p. 71. 1890.
- SZÁDECZKY-KARDOSS GY.: Sátoraljaiújhelytől ÉNy-ra, Rudabányáska és Kovácsvágás közé eső terület geológiai és kőzettani tekintetben.
Földt. Közl. 27. p. 273. 1897.
- SZÁDECZKY-KARDOSS GY.: Verespatak kőzeteiről.
Földt. Közl. 39. p. 336. 1909.
- SZÁDECZKY-KARDOSS GY.: Adatok az Erdélyi Medence tektonikájához.
Földt. Közl. 43. p. 405. 1913.
- SZASZIN, G. G. (Г. Г. Сасин): Генетические типы алунитовой минерализации Берегово—Беганьского района Закарпатья.
I. Научная Сессия Закарп. Отдел. Львовск. Геол. Общ. Берегово, p. 71. 1966.
- SZEBÉNYI L.: Kovácsvágási Huta (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól. p. 279. Bp. 1948.
- SZÉKY-FUX, V.: Propylitization and potassium Metasomatism.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. VIII. p. 97. 1964.
- SZÉKYNÉ FUX V.: Propilitesedés és kálimetaszomatózis Tokaji-hegységi vizsgálatok tükrében.
Földt. Közl. 94. p. 409. 1964.
- SZÉKY-FUX, V.: Vertical Zoning of Clay Minerals Accompanying a Hydrothermal Mineralization.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. IX. p. 259. 1965.
- SZÉKYNÉ FUX V.: Ércesedés kísérő agyagásványosodás mélységi övei a Tokaji-hegységben.
Földt. Közl. 96. p. 3. 1966.
- SZÉKYNÉ FUX V.: Telkibánya 2. perspektivikus földtani alapfúrás földtani jelentése. Kézirat. MÁFI Adattár. Bp. 1966.
- SZÉKY-FUX, V.: Petro-metallogenesis of late tertiary Hydrothermal Ore Deposits in the Carpatian Region.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. XII. p. 67. 1968.
- SZÉKY-FUX, V.: Die Paragenese der erzführenden Gesteinsumwandlungen von Vulkaniten.
Freiberg. Forschungsh. C 230. p. 187. 1968.
- SZÉKY-FUX, V.: Petro- and Metallogenetic Problems of Carpathian Post-magmatic Ore Mineralization
Acta Geol. XIV. p. 223. 1970.
- SZÉKYNÉ FUX V.—HERMANN M.: Telkibánya—Alsókéked környékének petrogenézise.
Földt. Közl. 81. p. 250. 1951.
- SZENTPÉTERY Zs.: A melafir és szerepe az Erdélyi Érc-hegységben.
Földt. Közl. 46. p. 86. 1916.
- SZOBOLJEV, B. S.—KOSZTJUK, B. P. et al.: Petrografija neogenevüh vulkaniceszkih i gipobisszalnüh porod szovjetszkih Karpat. Kiev 1955.
- SZTRÓKAY K.: Antimonit Kisbányáról és Borpatakról.
Math. Term. Tud. Ért. 57. 1938.
- SZTRÓKAY K.: A gyöngyösorszi ércelőfordulás mikroszkópiái vizsgálata.
Math. Term. Tud. Ért. 58. 1939.
- SZTRÓKAY K.: A nagybányai Kereszthegy ércásványai.
Math. Term. Tud. Ért. 62. p. 291. 1943.
- SZTRÓKAY K.: Újabb vizsgálatok hazai ércásványokon.
Földt. Közl. 82. p. 37. 1952.
- TATÁR J.: Összefoglaló jelentés a Nagybörzsönyben végzett radioaktív sugárzásméréséről.
Földt. Int. Adattár, Kézirat. Bp. 1955.
- TCHOUKHOV, F. V.: Sur la genèse des minéraux argileux dans la zone d'altération superficielle des gîtes métallifères.
Colloques Internat. du Centre National de la Recherche Scientifique, 105. p. 159. Paris 1962.

- TCHOUKHROV, F. V.: La migration de l'or et le rôle de l'oxygène dans le processus d'oxidation.
Izv. Akad. Nauk. SzSzSzR. 4. p. 117.
- TSCHOUCHROW, F. W.: Über den möglichen Einfluß von vadosen Wässern auf die Migration einiger hydrothermaler Lagerstätten.
Z. f. Angew. Geol. II. B. 9. p. 474. 1965.
- TELEGDI-RÓTH K.: Magyarország geológiája. Bp. 1929.
- TOKODY L.: Felsóbányái kalkopirit, bourmonit és tetraedrit.
Math. Term. Tud. Ért. 59. 1940.
- TOKODY L.: Felsóbánya ásványai geokémiai szempontból.
Math. Term. Tud. Ért. 61. 1942.
- TOKODY L.: Cinkfauserit, új ásvány Felsóbányáról.
Földt. Közl. 79. p. 68. 1949.
- TOKODY L.: Ásványtani közlemények.
Földt. Közl. 81. p. 293. 1951.
- TÓTH M.: Magyarország ásványai. Bp. 1882.
- TUGARINOW, A. L.—EINELJANOVA, A. V.: Die Herkunft der Erzsubstanz bei der magmatischen Lagerstättenbildung.
Z. f. Angew. Geol. B 7. H. 3. p. 109. 1961.
- UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpathen. Leipzig. 1903.
- USZTIEV, E. K. (Е. К. Устиев): К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород.
(On the Problem of a Nomenclature of Effusive Rocks.)
Изв. Акад. наук СССР Сер. Геол. II. p. 3. 1959.
- VADÁSZ, E.: Répartition dans l'espace et dans le temps et tectonique magmatique et métamorphique en Hongrie.
Acta Geol. Ac. Sci. Hung. VII. p. 129. 1962.
- VADÁSZ E.: Magyarország földtana.
2. kiad. Akad. Kiad., Bp. 1966.
- VARGA Gy.: A Mátra-hegység fejlődéstörténetének vázlatja.
Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről. p. 389. 1966.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: Kálimentaszomatózis és káliumfeldúsulás Sátoraljaújhely és Vágáshuta közti területen.
Földt. Közl. 91. p. 391. 1961.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K.: Tektonikai folyamatokhoz kapcsolódó geokémiai elváltozások a Mátra-hegység D-i részének andezitjeiben.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. p. 197. 1965.
- VENDEL, M.: Studien aus den jungen karpathischen Metallprovinz.
Bánya- és Kohómérv. Oszt. Közl. 16. Sopron, p. 194. 1944—47.
- VENDEL, M.: Zusammenhänge zwischen Gesteinsprovinzen und Metallprovinzen.
Mitt. Berg. u. Hüttenmänn. Abt. Univ., Sopron 17. p. 206. 1948—49.
- VENDEL M.: Összefüggések a magmák és ércesedések között.
MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. I. p. 138. 1951.
- VENDL A.: A magyarországi riolit típusok.
Math. Term. Tud. Közl. 35. 5. sz. 1927.
- VIDACS A.: A Mátra-hegység radiogeológiai vizsgálata.
Földt. Int. Évi Jel. 1959. évről p. 63. 1962.
- VIDACS A.: A Mátra-hegységben 1963-ban végzett éréföldtani vizsgálatok eredményei.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. p. 189. 1966.
- VÖRÖS I.: Iddingsitesedés a kabhegyi bazaltban.
Földt. Közl. 92. p. 174. 1962.
- WENDEBORN, S. T.: Die Gold und Silber Erzlagerstätte von Telkibánya in Oberungarn.
Szakvélemény a frankfurti „Zentrale f. Bergwesen” részére. 1905. Kézirat.
- WEIBEL, M.—MEYER, F.: Zum Chemismus der alpinen Adulare. (I.).
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37. p. 153. 1957.
- WEIBEL, A.: Zum Chemismus der alpinen Adulare. (II.).
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37. p. 545. 1957.
- WEISS, A.—AMSTUTZ, G. G.: Exchange Reactions on Clay Minerale and Cation Selective Membrane Properties as possible Mechanism of Economic Metal Concentration.
Mineralium Deposits I. No. 1. p. 60. 1966.
- WENK, K.: Triklinität der Alkalifeldspäte in lepontinischen Gneissen.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 47. p. 129. 1967.
- WHITE, D. E.: Thermal Springs and epithermal Ore Deposite.
Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume. Part I. p. 99. 1955.

- OSHEW, G. G.: The Fersey, Lewisville Deposits Salmo, B. G.:
Am. Jour. Geol. 49. p. 521—529. 1934.
- WAGNER, J.: Erläuterung zu den Geologischen Karten von Hajdúnánás, Tokaj und Sátoraljaújhely.
Monatsh. Geol. Reichsanstalt 19. 1889.
- WYLLIE, J. - ABATIER, G.: Transformations mutuelles des Feldspaths alcalins.
Ann. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, Mineral. et Crist. 79. p. 574. 1956.
- ZSIZSÓCZI P.: Kőzettani és földtani megfigyelések a Dunazug-hegység DNy-i részén.
Földt. Közl. 90. p. 83—102. 1960.
- ZSIZSÓCZI P.: „Szerencsi öböl” szarmata tufaszintjei és fáciesei.
Földt. Közl. 94. p. 33—52. 1964.
- ZSOLNER F.: Adatok a felsőbányai barytok kristálytani ismeretéhez.
Földt. Közl. 53. p. 66. 1923.
- ZSUTAI P.: Geokémiai térképezés a Tokaji-hegységben.
Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. p. 437. 1964.
- ZSUTAI P.: A Tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai.
Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról. p. 265. 1965.
- WAGNER, A.: Versuch einer topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn.
 Gedenburg. 1817.

Abstract

The Telkibánya mineralization and its Intra-Carpathian connexions

Petrogenetic evolution and mineralization

V. SZÉKY-FUX

The origin of ores, the connexion between magmatism and mineralization is a problem very much in the foreground of petrological thinking.

The development of an igneous mineralization is in the closest connexion with the origin and evolution of the ore-bearing magma and the host rock. The evolution of these entities proceeds in parallel, indeed, in an interweaving manner so the one cannot be discussed without the others. The acme of petrometallogenic evolution is the ore vein. The prime aim of this book is to clarify these relationships by an investigation of the Telkibánya mineralization and by a comparison with other Intra-Carpathian mineralizations.

I. Magma genetic and structural conditions determining mineralization; local geological conditions

Recent geological and geophysical research in Hungary has revealed that crustal and mantle evolution, both intensely investigated in our days, as well as the profound evolution of metamorphism, play fundamental roles in determining subsequent displacements, including the main structural trends of intra-Carpathian volcanism. The conditions of evolution of the mineralization were determined first and foremost by the features of crustal evolution (the epicrustal structure above a crustal floe of median-mass behaviour).

Three palaeogeographic units participate in the constitution of the basement in the Tokaj Mountains region: (1) a crystalline mass of Veporid type, (2) Early Palaeozoic of Szendrő Hills type, (3) Late Palaeozoic and Mesozoic of Zemplén Hills type (Fig. 1). The drill logs, seismic refraction profiles and petrographic evidence at my disposal suggest the Telkibánya mineralization to lie above the junction of the three units.

The blok-faulted, mobile structure of the basement greatly furthered processes of distension in the crust (B. Balkay 1961), and consequently also the intensity of volcanism, leading to the formation of a Tortonian and Sarmatian volcanic series of considerable thickness at Telkibánya. The research borehole Telkibánya 2. proved the Tortonian volcanics to be the thickest; the dark grey clay marl overlying the Tortonian andesite is the deepest-lying formation of its kind in the region (545 metres below sea level). This is where the base of the Sarmatian lies deepest and where its thickness is biggest (much more than 1000 metres). All this goes to show that the main Tortonian paroxysm of volcanism was followed, along a line through Telkibánya and Baskó, by the formation of a north-south-trending elongate collapse structure (caldera, volcano-tectonic graben); or, according to G. Pantó (1966) there was a subsidence in step with the intense volcanism in the Tortonian and Sarmatian.

Besides the above factors, the favourable evolution of the mineralization was furthered decisively also by an intense tectonism. The characteristic north-south strike of the Telkibánya veins is an Alpine trend, parallel to the most striking structural feature of the Tokaj Mountains, the Hernád Line, with a throw of more than 1000 m on the western border of the mountains. Statistical structural analysis has proved the north-south main trend of the veins to be the result of a zigzag sequence of elements with 338–158° and 10–190° strike (Fig. 5).

II. Petrometallogeny of the mineralization

The hypo- and metamagmatic processes most important for the evolution of the Telkibánya veins fall according to their main trends and predominant features into (1) ascending (primary, juvenile, hypogene) and (2) descending (secondary, supergene) processes.

In their relationship to the veins, they may be classed into (1) premetallo-genetic, (2) synmetallo-genetic and (3) postmetallo-genetic processes (Table 3).

The volatile-rich hypomagma gave rise to low-temperature hypovolcanics, highly favourable to the development of a postmagmatic mineralization. These are invariably premetallo-genetic. The endometavolcanics, whose evolution is a much longer process than metallogeny proper, may be pre-, syn-, or postmetallo-genetic. Exometal processes are all postmetallo-genetic.

The ore-bearing Sarmatian pyroxene orthoandesite is a pheno pyroxene andesite by its phenocrysts (Plate IV, Fig. 9). Its chemical composition places it into the pelitic — quartz-andesitic magma type. Its trace element content resembles that of an average intermediate igneous rock, with Co, Ni, Cr, Mn and V as the characteristic trace elements (Fig. 13). Chalcophile Cu, Zn and Pb have low and erratic abundances. Ag is subordinate. Cd, Bi, Ga, Ge and Sb stay below the limit of detectability. By its field relationships and texture (Fig. 6), the rock is subvolcanic in the central mineralized area, whereas it forms lava sheets marginally.

The distribution of its types obeys a rigorous relationship: (1) Augite andesite with hypersthene and hypersthene-augite andesite occurs away from the mineralization, on the border of the Telkibánya caldera or volcano-tectonic graben, as an orthoandesite forming big lava sheets; (2) hypersthene andesite with augite, hypersthene andesite with augite and amphibole, hypersthene andesite with amphibole occurs in bands parallel to the main trend of the mineralization, most often intensely chloritized, in the central area of the mineralization. (3) Amphibole andesite invariably occurs on the border of hypersthene andesite and in connexion with it, parallel to the main trend of mineralization, partly as a marginal facies, and partly as small late independent eruptions.

The evolution of the mafic constituents is closely linked with ore mineralization: the secondary amphibolization of augite on the borders of the andesite mass, observed under the microscope, is the first stage of petrometallogenic evolution. In the central area of mineralization there is hardly any orthoandesite; the andesite is regionally chloritized and almost in the propylite state. The highest hills in the area consist of potash trachyte. Potash enrichment is greatest along the main fault lines and fissures. The mine workings and the research borehole Telkibánya 2 (Annex No. 2) reveal that, also in the vertical sense, the mineralized area is characterized by the preponderance of hypo- and meta-volcanics, with gradual transitions between them, and high K₂O contents.

Field relationships as well as mineralogical, petrographic and chemical evidence all go to prove that orthoandesite — — — + chlorandesite — — — — + andesitogene propylite — — — + potash trachyte constitute a continuous genetic series in the Tokaj Mountains just as well as in any other Intra-Carpathian Neogene mineralization. Every term of the series is an independent paragenetic (mineral-assembly) type. The most widespread hypo and meta rocks of the Telkibánya region as well as of all Intra-Carpathian mineralizations are propylite and potash metasomatite (potash trachyte), respectively. The Telkibánya veins also occur predominantly in these rocks (Széky-Fux 1964, 1967, 1968).

Rhyolitic volcanism left few traces in the central area of the Telkibánya mineralization. Still, by mobilizing huge amounts of volatiles, rhyolitic volcanism interwoven with Sarmatian andesitic volcanism on the borders of the mineralized area probably contributed significantly to high-intensity potash metasomatism, to the intensifying of hydrothermal activity.

III. Metallogeny Characterization of the veins and mineralized zones

The Telkibánya mineralization falls into a western and an eastern mining area. The veins of the first are located in Gyepű Hill: those of the second, in Kánya Hill (Annexes Nos. 1., 3., Plate I, II).

No sharp limit can be drawn between the veins and the host rock, the Sarmatian volcanics. The orebearing vein, as the acme of petrometallogeny, is the result of a continuous, gradual evolution.

In the workings of historical mining, the following vein types can be distinguished as to structure, development and ore content:

On the *Ferdinand adit* level (243 m above the sea) in *Gyepű Hill* (Annex No. 1):

(1) Gaping fissures, banded siliceous veins with submicroscopically scattered Au, stringers of pyrite and marcasite, quartz veinlets (Jóreménység or 1195 metre vein and its zone; Annex No. 8, Plates X, XII).

(2) Siliceous-pyritic, siliceous-ochreous, clayey-pyritic fillings in structural zones; (a) vein fissures with well-defined vein joints rich in pyrite and a low precious-metal content bound to it (András and János veins), locally with small lenses of polymetallic sulphides (András vein, Annex No. 9, Fig. 26, Plates V, XIII, XIV); (b) broad zones impregnated with pyrite (Helén vein).

(3) Pyritic-ochreous stringers high in precious metals, with carbonate gangues (1514, 1806, 1821 metre "veins"; annexes Nos. 10, 11, Plate XI).

On the 80-metre traverse level of *Csengő mine* in *Kánya Hill* (340 m above sea, Annex No. 6):

(1) Pyritic veins low in precious metals, with distinct vein joints, siliceous, quartz or clayey gangue (Jupiter and Józserencsét veins, Annex No. 12) locally with lenses of polymetallic sulphides (Lobkowitz vein, Annexes Nos. 5, 13, Figs. 44, 45, Plates XVIII—XXIII).

(2) Pyritic, siliceous zones low in precious metals without distinct vein joints (Brenner veins; Annexes 14, 15, Fig. 48, Plate XV).

On the levels of *Mária* and *Zsófia adits* in *Kánya Hill* (510 and 533 m above sea, respectively):

(1) Clayey-ochreous, quartz-ochreous veins rich in precious metals (Lobkowitz, Józserencsét, Jupiter veins, Annex No. 3).

(2) Quartz, ochreous, clayey-ochreous veins low in precious metals (*Zsófia vein*, Annex. No. 4.).

*

The mineral assemblage is not too variegated. So far, the following typical hypogene minerals have been identified in the mineralized veins of *Gyepű Hill*: pyrite, sphalerite, chalcopyrite, argentite, native gold, antimonite, marcasite. Supergene ores include goethite, melanterite, halotrichite, alunogen; gangues include chlorite, adularia, sericite, quartz and its varieties, siderite, ankerite, dolomite, calcite, gypsum, alunite, illite, kaolinite, montmorillonite.

The characteristic hypogene ore minerals of the mineralized veins of *Kánya Hill* are pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena, tetrahedrite, pyrrargyrite, argentite; supergene ores: goethite; gangues: chlorite, adularia, sericite, quartz and its varieties, siderite, illite, kaolinite, montmorillonite, metahalloysite.

The mineral-forming elements of the mineralization bound to the Sarmatian andesite of *Telkibánya* include Au, Ag, Pb, Zn, Cu and S. In the course of petrogenetic evolution, potash trachyte (potash metasomatite) represents a stage of enrichment for chalcophile elements and the elements accompanying potassium. This is why the above-named main mineral-forming elements could undergo further enrichment in the ore-bearing veins which represent the acme of petrometallogenic evolution.

In the western, *Gyepű Hill* mining area, the precious metals are most highly enriched in a 108-metre vertical interval, from 354 to 246 metres above sea level. This zone is characterized by the preponderance of Ag, with the maximum ratio Au : Ag = 1 : 1000 prevailing in the middle of the 108-metre interval. In the lower section of this interval, the abundances of Au and Ag decrease, and Pb, Zn, Cu occur in abundances from one thousandth to one tenth of a percent — indeed, even in much higher ones in local lenses.

In the eastern, *Kánya Hill* mining area, precious-metal enrichment spans a vertical interval of 150 metres. After the shifting of the Au : Ag ratio in favour of Ag, the precious-metal content decreases downward; with the change in precious-metal content pyrite becomes dominant; Pb, Zn and Cu occur in abundances of one hundredth to one tenth of a percent and in lenticular enrichments even in quantities of 1 to 3 per cent. All this is illustrated by the table below.

Au : Ag ratio in the <i>Kánya Hill</i> mineralization		
Elevation	Lobkowitz vein	Józserencsét vein
a. s. l.		
500 m	1 : 23	1 : 16
400 m	1 : 130	1 : 225
300 m	1 : 53	1 : 45

The Cd content of sphalerite from the Lobkowitz vein is worth noting, and so is its Ga and In content, far above the Hungarian averages (Tables 57, 58).

The *Telkibánya* mineralization with its exclusively Sarmatian volcanism and "pyritic precious-metal" type has for a while stood isolated in the Intra-Carpathian volcanic belt. Our investigations, however, have given the result, of a practical as well as theoretical interest, that, as proven by the research borehole *Telkibánya 2*, beneath the Sarmatian

wreath of volcanics and the precious-metal mineralization, in Tortonian volcanics whose age is proved by fossils in their cover there is, in the depth intervals 935.2 to 949.0 and 956.5 to 957.5 metres, a vein-type mineralization with sphalerite, galena and pyrite (Annex 2, Fig. 49) and below it from 1060 to 1120 m a potash trachyte with sphalerite and pyrite stringers. In the veins, a sequence of formation pyrite — — + galena — — + sphalerite, chalcopyrite could be established (Plates XXVI—XXXII). Analyses reveal the workability of the mineralization in the Tortonian volcanics.

The trace element content proves the new mineralization in the Tortonian to be a higher-temperature one than the long-known one near the surface. As distinct from the latter, Bi is ubiquitous in the ore minerals and Mo in sphalerite, whereas Ga, In and Cd occur at lower abundances.

The isotope analysis of the galena from the Tortonian mineralization gave a substantial anomaly which suggests the presence of an older, probably Caledonian component at this deeper level. The galena of the Lobkowitz vein, developed in Sarmatian volcanics, exhibits a much less marked anomaly: it is the product of a more recent phase of metallogeny (Table 66).

IV. Petrometallogeny of the Intra-Carpathian hydrothermal mineralizations in the Neogene ore province

The following could be established as common features of all the mineralizations involved:

The Carpatho-Balkan Tertiary Pb-Zn ore province is an epicrustal mineralization, a result of magmatically activated metagenesis from pre-existing igneous masses, in a narrow temperature range, largely below 200° C. Its petrometallogeny is characterized primarily by endometal magmatites.

The Carpathian mineralizations occur above the junctions of Palaeozoic and Mesozoic structural units. The block-faulted basement significantly furthered the large-scale mobilization of volatiles, the development of a voluminous volcanism, and the enrichment of heavy and precious metals by selective mobilization.

Most of the andesite produced by this volcanism is connected with subvolcanic or hypabyssal masses. The ore-bearing Tortonian volcanism was fed by these igneous masses: that is how it could attain those enormous volumes.

Mineralization is decisively determined by the petrometallogenic evolution of andesite (rarely of rhyolite) taking similar courses in the various Intra-Carpathian ore regions.

Phenomena of regional importance include premetallogenic propylitization and subsequent pre- and syn-metalliferous potash metasomatism. The volume of andesitogenic potash metasomatites produced during the latter varied directly as the tectonic shattering of the area and the intensity of mineralization and inversely as the depth of erosion in the area. In various Intra-Carpathian localities, potash metasomatism occurs in broad aureoles at the higher levels, whereas at the lower ones it is restricted to the immediate vicinity of the main vent. Its occurrence at higher levels is a sure sign of precious-metal mineralization. Moreover, in my opinion, no precious-metal mineralizations occurred in the Intra-Carpathian region except where the basement had been sufficiently shattered to permit the mobilization of potassium.

As a result of interaction between hypo- and superepic petrometallogenic processes, hypo- and metavolcanics and ore formations occur in a well-defined vertical zonation (Table 27).

Rhyolitic volcanism had played a much lesser role in bringing forth the Intra-Carpathian ore deposits than was believed by early authors (M. Pálffy). The petrometallogenic evolution of rhyolite does not, as a rule, give rise to ore deposits in the Intra-Carpathian region. It plays but an indirect role in the evolution of the mineralization.

All in all, recent evidence concerning the Tokaj Mountains fits well into the overall Intra-Carpathian pattern. Both the Tortonian and Sarmatian phases of the Intra-Carpathian volcanic belt are represented in the Tokaj Mountains. Both phases were accompanied by intense petrometallogenic evolution (propylitization, potash metasomatism), with precious-metal, polymetallic epi-mesothermal mineralizations as the final stage of evolution.

A dissection of petrogenic evolution in the individual volcanic phases reveals that the petrometallogenic processes initiating and bringing about the mineralization cannot be separated from the periodicity of volcanism.

As a result of the shift in time of volcanism from west to east, the further east we go, in the Intra-Carpathian pattern the higher a level of the mineralization we find exposed.

List of figures

- Fig. 1. Metallogenic map of Hungary. Detail. After Pantó G.—Morvai, 1965.
- Fig. 2. Plan of prospection for ores at Telkibánya
- Fig. 3. Profile of Telkibánya research borehole No 2
1 — pyroxene orthoandesite, 2 — hypo(propylite) and metaandesite, 3 — rhyolite tuffogene propylite, 4 — dacitogene propylite, 5 — sulpho potash trachyte, 6 — pyritic potash trachyte with sphalerite stringers, 7 — clayey marl, 8 — quartzose-sulfidic vein, 9 — pyritic, clayey, chalcedony vein, 10 — pyritic, carbonate or pyritic, chalcedony ore stringer
- Fig. 4. Geological map of the mineralized area of Telkibánya after E. Scherf
Sarmatian: 1a — (amphibolic) orthoandesite, 1b — ibid. with pleistocene loam, 2a — andesitic tuff and agglomerate, 2b — ibid. with pleistocene loam, 3a — rhyolite, 3b — ibid. with pleistocene loam, 4a — potash trachyte with the concentration 10–14% K₂O, 4b — potash trachyte with the concentration 8–10% K₂O, 5 — quartzose schist, 6a — sandy loam and clay, 6b — ibid. with pleistocene loam, 7a — gravel and sand, 7b — conglomerate and sandstone with siliceous binding material, 8a — rhyolite tuff, 8b — ibid. with pleistocene loam, 9 — pleistocene loam and loess, 10 — alluvial fan (pleistocene loam with potash trachyte), 11 — rock stream, 12 — ore vein, 13 — adit, gallery, 14 — vein dip, 15 — pit mouth, 16 — ore vein (with number):
1 — Jóreménység vein, 2 — András vein, 3 — János vein, 4 — Lobkowitz vein, 5 — Jószerencsét vein, 6 — Brenner I. vein, 7 — Brenner II. vein, 8 — Jupiter vein
- Fig. 5. Main structural directions in the Telkibánya area (after E. Scherf)
- Fig. 6. Grain size distribution of Sarmatian pyroxene andesite in the Telkibánya mineralized area and averages over other parts of the Tokaj Mountains
1 — hypersthene andesite with amphibole, Zsófia adit, 2 — hypersthene andesite with augite and amphibole, Csengő mine, 80-metre level, 3 — hypersthene-augite andesite, Hasdát valley, 4 — pyroxene andesite, Füzérkajata No 2 borehole (mean of two analyses), 5 — acidic pyroxene andesite, Milic Group (mean of 3 analyses), 6 — acidic pyroxene andesite, central and western Tokaj Mountains (mean of 16 analyses)
- Fig. 7. Korzhinsky's propylite-facies diagram
- Fig. 8. Grain-size distribution curves of andesitogene propylite, Telkibánya No 2 research borehole
1a — complete rock, 1b — plagioklase, 1c — calcite (198,2 m depth); 2a — complete rock, 2b — plagioklase, 2c — calcite (379,5 to 380,7 m depth)
- Fig. 9. Mineralogical composition (volume percents) of ortho- and chloroandesite, propylite, potash trachyte
a — pyroxene andesite, widespread type, b — pyroxene chloroandesite, Csengő mine, 80-metre level traverse, c — andesitogene propylite, ibid., d — potash trachyte, Telkibánya No 2 borehole, e — potash trachyte, Kánya Hill
1 — plagioclase, 2 — potash feldspar, 3 — augite, 4 — hypersthene, 5 — amphibole, 6 — quartz, 7 — chlorite, 8 — montmorillonite, 9 — illite, 10 — calcite, 11 — pyrite, 12 — others
- Fig. 10. Potash volcanics and Alpine adularia; Y-ray diffractometry diagrams
- Fig. 11. Variation of chemical composition from andesite to potash trachyte vs. the K₂O content
- Fig. 12. Trend of petrogenetic evolution in the Tokaj Mountains. Rocks of the Telkibánya mineralized area in the K-Na-Ca triangle
1 — (amphibole) pyroxene andesite (ortho-, chloro-, carbo-) (1–21), 2 — dacite (22–24), 3 — andesitogene propylite (25–29), 4 — potash trachyte (andesitogene potash metasomatite (30–37), 5 — rhyolite (38–49)
- Fig. 13. Variation of trace element concentrations from orthoandesite to potash trachyte
- Fig. 14. Grain-size distribution of Sarmatian and Tortonian andesitogene potash metasomatite (potash trachyte)
1 — sulpho potash trachyte, Telkibánya No 2 borehole, 330,0 to 333,8 m depth,

- 2 — potash trachyte, *ibid.*, 1063,8 to 1063,9 m depth, 3 — silico-carbo potash trachyte, *ibid.*, 1088,3 to 1090,2 m depth
- Fig. 15. Grain-size distribution of sulpho volcanics in the research borehole Telkibánya No 2
1 — silico-sulpho potash trachyte, 330,0 to 333,3 m depth, 2 — sulpho-carboandesite, 374,1 m depth;
a — rock, *b* — pyrite
- Fig. 16. Illitic kaolin accompanying the János vein in the No I. Kaolin adit
1 — hydroandesite, 2 — illitic kaolin, 3 — ore-bearing vein
- Fig. 17. Thermal decomposition diagrams of the illitic kaolin accompanying the János vein in the No I. Kaolin adit
- Fig. 18. Typical vermiculite, montmorillonite, chlorite and mixed vermiculite-chlorite, montmorillonite-chlorite structures; DTA graphs
- Fig. 19. X-ray diffractometry graphs of montmorillonite, chlorite and vermiculite-chlorite, montmorillonite-chlorite mixed-structure clay minerals
- Fig. 20. Clay mineral zones of the Gyepű Hill mineralization
1 — pyroxene ortho- and hydroandesite with amphibole, 2 — andesitogene propylite (chloroandesite), 3 — carboandesite, 4 — potash trachyte (potash metasomatite), 5 — hydro potash trachyte, 6 — carbo potash trachyte, 7 — silico-sulpho potash trachyte, 8 — ore vein
- Fig. 21. DTA graphs of the clayey gangue in the Mária adit
- Fig. 22. Thermal decomposition graphs of hydro- and chlorovolcanics from the Csengő mine 80-metre level
- Fig. 23. Clay mineral zones of the Kánya Hill mineralization
1 — pyroxene orthoandesite, 2 — hydroandesite, 3 — chloroandesite, andesitogene propylite, 4 — potash trachyte (potash metasomatite), 5 — hydro potash trachyte, 6 — rhyolite tuff, 7 — ore vein
- Fig. 24. The 1174 m vein, northern working face, Ferdinand adit
1 — quartz-vein with kolloid pyrite and with pyrite stringers, 2 — silico potash trachyte
- Fig. 25. The 1174 m vein, southern working face, Ferdinand adit
1 — quartz-vein with kolloid pyrite and with pyrite stringers, 2 — silico potash trachyte
- Fig. 26. Ore filling of the Jóreménység vein; Ferdinand adit (10×)
- Fig. 27. Geological profile of the András vein (recorded by E. Scherf)
1 — hydro potash trachyte, 2 — silico-sulpho potash trachyte, 3 — crumbling potash trachyte, 4 — broken shoot, 5 — clayey-pyritic or siliceous gangue with interstratification of country rock, 6 — rich pyritic, siliceous gangue
- Fig. 28. DTA graphs of András vein, András blind shaft 3,8 m Ferdinand adit; András mine, adit level
- Fig. 29. DTA graph of a clayey gangue, András vein, northern gallery, Ferdinand adit
- Fig. 30. András vein, blind shaft, northern wall, Ferdinand adit
1 — siliceous, rich pyritic gangue, 2 — clayey, pyritic gangue, 3 — silico potash trachyte
- Fig. 31. Sketch plan of János adit by Wendeborn
- Fig. 32. Ore filling the Helén vein, Ferdinand adit (16×)
- Fig. 33. 1006 metre vein, northern working face, Ferdinand adit
1 — ochreous stringers, 2 — quartz stringers, 3 — silico-sulpho potash trachyte
- Fig. 34. DTA graphs of clayey gangues from Ferdinand adit:
a — 1514 metre vein, southern gallery, western traverse, *b* — 1821 metre vein, northern gallery, 2 m
- Fig. 35. Texture of a carbonatic-pyritic stringer (1829,1 metre) Ferdinand adit. Rhythmical zonal deposition of carbonate and pyrite
- Fig. 36. Clayey gangue of a sphaleritic vein. Ferdinand adit, 1864 m
- Fig. 37. DTA graphs of a clayey gangue. Jupiter vein, Csengő mine, 80-metre level, northern gallery, 1,5 to 1,6 m
- Fig. 38. DTA graphs of an ochreous clayey gangue, Józserencsét vein, southern gallery, Mária mine
- Fig. 39. DTA graphs of an ochreous gangue, Józserencsét vein, southern gallery, Mária mine
- Fig. 40. DTA graph of a clayey gangue, Józserencsét vein, 380° gallery 49 m, Csengő mine, 80-metre level
- Fig. 41. DTA graph of an ochreous clayey gangue, Lobkowitz vein, northern gallery, Mária mine

- Fig. 42. Ore filling of Lobkowitz vein ($25\times$), northern gallery, 3m Csengő mine, 80-metre level. Coprecipitation of sphalerite and pyrite in quartzose vein
- Fig. 43. Ore filling of Lobkowitz vein ($25\times$), northern gallery, 130 m Csengő mine, 80-metre level
- Fig. 44. 1 : 200 scale geological profile of Lobkowitz vein
 1 — chloroandesite, andesitogene propylite, 2 — potash trachyte, 3 — clayey gangue with quartz nodes and pyrite, 4 — quartzose, pyritic vein, 5 — sphalerite nodes in quartzose, pyritic vein
- Fig. 45. Lobkowitz-vein raise, level passage, southern working face, Csengő mine, 80-metre level
 1 — black silver-soot with pyrite stringers, 2 — clayey, pyritic vein material, 3 — potash trachyte pseudoagglomerate
- Fig. 46. DTA graph of mineralized clayey veinstone, Lobkowitz vein raise, 25 m, Csengő mine, 80-metre level
- Fig. 47. Clayey gangue (fault-plane incrustation) DTA graph, Brenner II. vein, gallery, Csengő mine, 80-metre level
- Fig. 48. Brenner I. vein, northern working face, Csengő mine, 80-metre level
 1 — pyritic, siliceous gangue, 2 — silico potash trachyte
- Fig. 49. Texture of a sphalerite-galena vein ($25\times$), research borehole Telkibánya No 2, 947.7 to 949.0 m depth
- Fig. 50. Sketch map of the Intra-Carpathian volcanic belt
- Fig. 51. Schematic sketch through the Börzsöny Mountains after Gy. Pantó
 1 — metamorphic basement, 2 — triassic limestone basement, 3 — sedimentary series (underlies directly the volcanics), 4 — volcanic activity, 5 — stratovolcanic complex, 6 — caldera, 7 — explosions of western border, 8 — sedimentary series (following directly the volcanics)
- Fig. 52. Geological profile through the trachyte mass enclosing the main vein system of Kőrmöcbánya (Kremnica) after M. Böhmer
 1 — tuffitic sandstone, 2 — older pyroxene andesite, 3 — rhyolite, 4 — potash trachyte, 5 — ore vein, 6 — zones of hydrothermal bleaching
- Fig. 53. Geological profile through the central portion of the Gyöngyösoroszi mineralized area (after A. Vidacs)
 1 — upper, basaltic andesite (Tortonian — Sarmatian), 2 — variegated Tortonian pyroxene andesite, with several types of alteration, 3 — agglomeratic andesite tuff (Tortonian), 4 — variegated pyroxene andesite lower stratovolcanic horizon with several types of alteration (Tortonian)
- Fig. 54. Geological profile through the Derekaszeg research borehole and the old mine in the Beregszász (Beregovo) Hills region (after E. A. Lazarenko)
 1 — alluvia, 2 — Upper Rhyolite Tuff, 3 — upper sedimentary series, 4 — Middle Rhyolite Tuff, 5 — lower sedimentary series, 6 — Lower Rhyolite Tuff, 7 — gravel and conglomerate, 8 — diabase alternating with silicified limestone and radiolarite, 9 — alunitized rhyolite tuff with finely scattered hematite, 10 — rocks with quartz and adularia 11 — boundary of the zone of oxidation, 12 — fault lines (the numbers in the profile are the serial numbers of the boreholes)
- Fig. 55. Metallogenetic sketch map of the Transylvanian ore region after G. Superceanu
 1 — Krassó-Szőrényi Mountains, 2 — Old-Carpathian Slate Mountains, 3 — banatite, 4 — neogene volcanite, 5 — ophiolite (Kimmeridgian), 6 — sedimentary series, 7 — flysch-zone, 8 — neogene volcanic, hydrothermal ore deposits, 9 — banatic contact deposits, 10 — alpine, regenerate ore deposits, 11 — geosynclinal ore deposits (Kimmeridgian), 12 — sedimentary ore deposits (Kimmeridgian), 13 — ore deposits (Variscian), 14 — pegmatite of Variscian and Caledonian, 15 — metamorphic, geosynclinal ore deposits (Caledonian), 16 — proterozoic, polymetamorphic, geosynclinal ore deposits
- Fig. 56a Nagybánya (Baia Mare): Geological profile of Kereszt-Hill (500 m) after Pálffy
 1 — andesitic dacite, 2 — propylitic pyroxene andesite, 3 — rhyolite
- Fig. 56b Nagybánya (Baia Mare): Reinterpretation of the geological profile of Kereszt-Hill (500 m)
 1 — dacite (Sarmatian), 2 — propylitic pyroxene andesite (Sarmatian), 3 — adularized pyroxene andesite (potash trachyte) (Sarmatian)
- Fig. 57a Felsőbánya (Baia Sprie): Geological profile of Bánya-Hill after Pálffy
 1 — clay, Pontian, 2 — propylitic pyroxene andesite and tuff, 3 — rhyolite
- Fig. 57b Felsőbánya (Baia Sprie): Geological profile of Bánya-Hill according to recent evidence

1 — marly-clayey sediment, 2a — pyroxene chloroandesite (prophyllite) with amphibole, Sarmatian, 2b — adularized pyroxene andesite with amphibole (potash trachyte), Sarmatian, 3 — pyroxene andesite, Pliocene

Fig. 58. Rocks of the Neogene Intra-Carpathian volcanic belt in the K-Na-Ca triangle.

Trend of petrogenetic evolution in the andesite girdle

1 — Štiavnica (Selmeci) Mountains (1—11), 2 — Gutin Mountains (12—25), 3 — Metalliferi (Erdélyi Érchegység) Mountains (26—34), 4 — Beregovo (Beregszász) Hills (35—36), 5 — Tokaj Mountains (average) (37—39), 6 — Telkibánya region (average) (40—43), 7 — Mátra Mountains (44—56), 8 — Börzsöny Mountains (57—61), 9 — Dunazug Mountains (62—63)

Fig. 59. Geological profile from the Pányoki Nagy Hill to Szurok Hill (detail after G. Pantó)

1 — rhyodacite, 2 — limnetic, lignitiferous loam, 3 — rhyolitic tuff (flood and redeposited), 4 — rhyolite (perlite, rhyolite breccia), 5 — pyroxene orthoandesite, 6 — acid pyroxene andesite, 7 — dacite, 8 — pyroxene hydroandesite, 9 — black clayey marl, marin, 10 — peperite pyroxene andesite, 11 — site of Telkibánya No 2 research borehole

Fig. 60. Geological profile from Gyepű Hill at Telkibánya to Kánya Hill (after E. Scherf)

1 — pyroxene orthoandesite with hypo- and metasorts, 2 — rhyolite, 3 — potash trachyte (potash metasomatite), 4 — ore veins

List of annexes

Annex No. 1. Geological profile of Ferdinand adit and the variation of the alkali oxide content

Sarmatian: 1 — pyroxene orthoandesite, 2 — pyroxene andesite with amphibole, 3 — chloroandesite and propylite, 4 — crumbling andesite and hydrocarboandesite, 5 — potash trachyte, 6 — chloro potash trachyte, 7 — hydrocarbo potash trachyte, 8 — silico potash trachyte, 9 — sulpho potash trachyte, 10 — silicified, pyritic vein and stringer, 11 — clayey stringer, 12 — siliceous ochereous or illicieous, pyritic zone, 13 — green clay, 14 — green sandstone, 15 — green clay with rhyolite tuff inclusions, 16 — pleistocene loam, 17 — rock contact (not sharp)

Annex No. 2. Log of Telkibánya No 2 research borehole and the variation of alkali oxide content

Annex No. 3. Geological profile of Kánya Hill

Sarmatian: 1 — pyroxene orthoandesite, 2 — pyroxene andesite pseudoagglomerate, 3 — hydroandesite, 4 — andesitogene propylite, 5 — rhyolite tuff, 6 — potash trachyte, 7 — hydro potash trachyte, 8 — silico potash trachyte, 9 — sulpho potash trachyte, 10 — siliceous, clayey, pyritic or ochreous veins and stringers, 11 — siliceous slate, 12 — conglomerate and sandstone, 13 — rock contact (not sharp)

Annex No 4. Mining geological map of Zsófia adit

Sarmatian: 1 — silico potash trachyte, 2 — hydro potash trachyte, 3 — potash trachyte, 4 — hydroandesite, 5 — chloroandesite, 6 — pyroxene orthoandesite with amphibole

Annex No 5. Mining geological map of Teréz adit 1 : 1000

Sarmatian: 1 — pyroxene andesite, 2 — pyroxene andesite pseudoagglomerate, 3 — hydroandesite, 4 — carboandesite, 5 — chloroandesite, andesitogene propylite, 6 — potash trachyte, 7 — quartzous or clayey, ochreous gangue, 8 — quartzous or clayey, ochreous stringer, 9 — ochreous cease fillings, 10 — rock contact (not sharp), 11 — spud

Annex No 6. Mining geological map of the 80-metre level traverse, Csengő mine

Sarmatian: 1 — sulpho potash trachyte, 2 — silico potash trachyte, 3 — potash trachyte, 4 — chloro potash trachyte, 5 — andesitogene propylite, 6 — hydroandesite, 7 — pyroxene andesite pseudoagglomerate, 8 — amphibolic augite hyperstene orthoandesite, 9 — pyritized zone, 10 — ore impregnation, 11 — quartzous, pyritic ore vein, ore stringer, 12 — rock contact (not sharp),

Annex No 7. DTA graphs of samples from Telkibánya No 2 research borehole

Annex No 8. Mining geological map of the 1195 metre gallery, Ferdinand adit, 1 : 700

Sarmatian: 1 — silico potash trachyte, 2 — chloro potash trachyte, 3 — hydro potash trachyte, 4 — siliceous vein with pyrite-marcasite stringers, quartz-druses, 5 — siliceous, pyritic stringer, 6 — clayey gangue with pyrite

Annex No 9. Mining geological map of the 2097 metre gallery (András vein), Ferdinand adit, 1 : 400

Sarmatian: 1 — potash trachyte, 2 — crumbling potash trachyte, 3 — hydro potash trachyte, 4 — silico-sulpho potash trachyte, 5 — carbo potash trachyte, 6 — rich pyritic gangue, 7 — rich pyritic, siliceous gangue, 8 — clayey, pyritic or illicieous gangue with rock contact, 9 — clayey, pyritic stringer, 10 — spud

Annex No 10. Mining geological map of the 1514 metre gallery, Ferdinand adit, 1 : 350

Sarmatian: 1 — potash trachyte, 2 — sulpho-silico potash trachyte, 3 — carbo potash trachyte, rich pyrite impregnation, 4 — pyrite-ochreous stringers in hydro-carbo potash trachyte, 5 — carbonate, siliceous caves, quartz druses, 6 — carbonate stringer, 7 — siliceous, pyritic stringer

Annex No 11. Mining geological map of 1806 and 1821 metre galleries, Ferdinand adit. 1 : 350

Sarmatian: 1 — silico potash trachyte, 2 — sulpho potash trachyte, 3 — sulpho-silico potash trachyte, 4 — crumbling potash trachyte, 5 — ochreous, pyritic stringer, 6 — siliceous, ochreous pyrite stringer

Annex No 12. Mining geological map of the Jószerencsét vein gallery at the 80-metre level of Csengő mine, 1 : 700

Sarmatian: 1 — pyroxene hydroandesite, 2 — potash trachyte, 3 — siliceous, pyritic gangue, 4 — clayey, pyritic gangue with quartz nodes, 5 — clayey, pyritic gangue, 6 — fault, 7 — quartzeous, pyritic stringer, 8 — rock contact (not sharp)

Annex No 13. Mining geological map of the Lobkowitz vein gallery at the 80-metre level of Csengő mine, 1 : 700

Sarmatian: 1 — pyroxene andesite, 2 — pyroxene andesite pseudoagglomerate, 3 — hydroandesite, 4 — chloroandesite, andesitogene propylite, 5 — potash trachyte, 6 — clayey gangue with little pyrite, 7 — clayey gangue with quartz nodes and with little pyrite, 8 — quartzeous, pyritic gangue, 9 — sphalerite, 10 — quartzous, pyritic stringer, 11 — spud

Annex No 14. Mining geological map of the Brenner II. vein gallery at the 80-metre level of Csengő mine, 1 : 550

Sarmatian: 1 — amphibolic pyroxene orthoandesite, 2 — potash trachyte, 3 — silico-sulpho potash trachyte, 4 — darkgrey siliceous gangue with pyrite stringers, 5 — pyritic quartzeous gangue, 6 — clayey gangue with quartz nodes and pyrite, 7 — clayey gangue with pyrite, 8 — clayey, pyritic stringer, 9 — rock contact (not sharp)

Annex No 15. Mining geological map of the Brenner I. vein gallery at the 80-metre level of Csengő mine, 1 : 400

Sarmatian: 1 — amphibolic pyroxene orthoandesite, 2 — hydroandesite, 3 — potash trachyte, 4 — darkgrey siliceous gangue with pyrite stringers, 5 — pyritic quartzeous gangue, 6 — clayey gangue with quartz nodes and pyrite, 7 — clayey gangue with pyrite, 8 — clayey, pyritic stringer, 9 — quartzeous, pyritic stringer, 10 — rock contact (not sharp)

Névmutató

- Abdullajev 5
Abzinger 19
Alliquander 19
- Balkay 15
Bambauer 76, 78
Barth 76
Bem 25
Beudant 21, 69
Bleavu 230
Borcós 230
Bowen 76
Böhmer 74, 207, 208, 209, 210, 236
- Chaisson 76, 78
- Csánkné 33
- Doelter 22
- Fejér D. 6
Fiala 74, 207
Fichtel 21
Finkey 19
- Gheorgița 218
Ghițulescu 230, 231, 233, 239
Giușcă 74, 215, 219, 221, 226, 229, 230, 233, 236
Goldsmith 76
Grasselly 6
Gubser 76, 78
- Gyarmati 46, 47, 48
- Helgeson 181
Helke 230
Herrmann 47, 61, 74, 215, 221
Homenko 214
Hyves 209
- Inkey 70, 71, 230
- Janovici 230, 233
Jurjev 215
- Kiss J. 6, 74, 194
Knyazev 215
Koch 203, 213
Koreczné Laky I. 33
Korpás 205
Korzinszkij 71, 72
Kósa 50
Kosztjuk 74
Kovách Á. 190, 198, 200
Kubovics 74, 212
Kulesár 214, 216
- Lányi 27
Laris 76
Laves 76, 78
Lazarenko 214, 216
Lazarević 70
Lengyel 25, 50, 203
Liffa 24, 25, 26, 63, 96, 103, 117, 118, 134, 135, 138, 146, 166, 170
Lindgreen 95
Lipter 134
Lőw 19
Lunzer 233
Lupu 230
- Malejev 214
Manilici 222, 226, 229
Marfunin 76, 78
Mauritz 74, 236
Medasan 228
Merlics 214
Mezősi 74, 213
Michaelis de Sáenz 76
Mikó 6, 205
Morvai 16, 235
- Neubauer 138
Nissen 76

- Pálfy 23, 24, 26, 63, 70, 74, 103, 117, 120,
135, 138, 146, 170, 221, 224, 225, 226,
227, 230, 232, 237
- Pantó G. 6, 16, 27, 29, 194, 212, 235, 238
- Pantó Gy. 205, 206
- Pávai-Vajna 19
- Pécsiné Donáth É. 6
- Perregi 205
- Petraschek 15
- Pollner 25, 26, 146
- Pomirleanu 229
- Resitko 215
- Riehthofen 22, 69, 70
- Rozložník 211
- Ruzitska 253
- Rybach 76
- Salát 211
- Savu 230
- Savul 229
- Scherf 5, 18, 19, 21, 25, 26, 27, 32, 74,
85, 116, 239
- Schneiderhöhn 239
- Schréter 25, 26
- Simó 68, 233
- Socoleseu 230, 231
- Spencer 76
- Stanciu 228
- Stiopol 222, 226, 229
- Stringham 180, 181
- Sudo 95, 99
- Superceanu 218, 219, 220
- Sűrű 211
- Szabó J. 21, 70
- Szabó M. 234
- Szádeczky-Kardoss E. 6, 15, 16, 38, 48,
71, 72, 203, 212
- Szádeczky-Kardoss Gy. 23, 230, 232
- Szalai 27
- Szaszin 214, 215
- Székyné Fux V. 25, 61, 74, 215, 221
- Szendrei 205
- Szoboljev 74, 214, 215
- Sztrórkay 225
- Tchoukrov 95
- Thurzó 18
- Tóth M. 23
- Török 234
- Tschermak 232
- Tuttle 76
- Urdescu 228
- Vánky 152, 165
- Varga Gy. 74, 213
- Vargáné Máthé K. 57, 74, 81, 236
- Vasiliu 226
- Vendel 38, 71, 237
- Vendl 211, 221
- Vidaes 74, 213
- Vitális 19
- Vnuková 209
- Vörös I. 6, 45
- Wendeborn 19, 23, 24, 26, 117, 120, 123,
135, 139, 146, 170, 171
- Wenk 76
- Wiswenthan 76
- Wolf 22
- Zelenka 29, 205
- Zentai 179, 193
- Zipser 21

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó igazgatója
A szerkesztésért felelős dr. Hantos László
Műszaki szerkesztő Várhelyi Tamás
Burkoló és kötésterv Rudas Klára munkája
Terjedelem: 23,45 (A/5) ív + 1,75 (A/5) ív melléklet
AK 1175 k 7073

70.69683 Akadémiai Nyomda, Budapest – Felelős vezető Bernát György

Ára: 58,— Ft

KUBOVICS IMRE — PANTÓ GYÖRGY

Vulkanológiai vizsgálatok
a Mátrában és a Börzsönyben

Kb. 352 oldal • Egészvásznon-kötésben
kb. 65,— Ft

A két hegység korszerű földtani feldolgozását és a legújabb eredményeket bemutató munka a legkorszerűbb ásvány- és kőzettani vizsgálatok alapján készült. Sok új megállapítása mellett összefoglalja és egyben kritikailag is értékeli e hegységek kutatástörténetét. A modern szemléletű térképezés, a képződmények kialakulásával kapcsolatos kőzetlebonthatási vizsgálatok, geokémiai és kőzetkémiai értékelések és az irodalmi adatok felhasználása lehetővé tette a kárpáti vulkanizmussal összhangban álló hegységképződési modell felállítását. A korszerű modellek vizsgálatát nagyszámú kőzetkémiai, spektrográfiai, DTA-, röntgendiffraktométeres, elektronmikroszondás vizsgálati eredmény támasztja alá.

A két szerző munkájának egy kötetben való közreadását a hasonló szellem és felépítés indokolja. Ezáltal szélesebb áttekintést kapunk az észak-magyarországi harmadkori vulkanizmus két fontos tagjáról: a Mátráról és a Börzsönyről.



AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

