

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

---



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
**ÉVKÖNYVE**

L. KÖTET I. FÜZET

**A NAGYBÖRZSÖNYI ÉRCESEDÉS**

ÍRTA: PANTÓ GÁBOR — MIKÓ LAJOS

---

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE  
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE  
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT  
VOL. L. FASC. 1.

**THE NAGYBÖRZSÖNY ORE DEPOSITS**

BY  
G. PANTÓ — L. MIKÓ

НАДЬБЁРЖЁНЬСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ  
Г. ПАНТО — Л. МИКО



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

---

1964

Lektorálta

SZÉKYNÉ FUX VILMA

a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

Szerkesztette

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
KIADVÁNYSZERKESZTŐ CSOPORTJA

Mű 343 — a — 6400

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Getta József

Azonossági szám: 40 818 — Ívterjedelem: 12 (A5) ív — Ábrák száma: 40

Mellékletek száma: 12 — Példányszám: 860

63.3354. Állami Nyomda, Budapest

## I. A NAGYBÖRZSÖNYI ÉRCCELŐFORDULÁS BÁNYÁSZATÁNAK ÉS FÖLDTANI MEGISMERÉSÉNEK TÖRTÉNETE

A börzsönyi színesérctelérek elbontott andezitkörnyezetükben természetes kibúvásokban jelentek meg, melyek hazánk más vulkáni hegységeiben hasonló környezetben (Erdély, Selmec) eredményes bányászatot űző népek figyelmét igen korán felkelthették. A nem nagy kiterjedésű, de helyenként igen gazdag telérkibúvások sorát ma már csak felszíni kutatógödrök és aknák (horpák) árulják el. Ezekből kiolvasható az is, hogy a felszínen a fagyosasszonyi, királyréti, bányapusztai teléreknek volt nyomuk, a Rózsabánya impregnációs ércesedését kibúvás nem jelezte.

Legkorábbi hiteles adatunk a börzsönyi bányászatról a XIII. század elejéről van, de igen valószínű, hogy a bányászat nem akkor indult, hanem már a XI. és XII. században is folyt bizonyos művelés.

SCHLEICHER ALADÁR szerint (55) az arany-ezüst-ólombányászat az Árpád-házi királyok és az Anjouk uralkodása idején fokozatosan felfejlődőben volt. Virágkorát a XV. század elején, Zsigmond uralkodása alatt érthette el, aki szász bányászokat telepített ide, 1417-ben bányajogot adott a községnek, majd később bányavárosi rangra emelte (32). A bányászat pontosabb helyéről, kiterjedéséről és a termelés mértékéről nincs elfogadható adatunk. Kétségtelen, hogy a legértékesebb termék az arany és ezüst volt, melyet a zúzókkal dúsított ércből a helyszínen olvasztottak ki. Az évi ezüsttermelés talán több mázsára rúghatott, tehát csak középkori mértékkel mérve nevezhető jelentősnek.

1439 után a börzsönyi bányák rendszeres művelése aláhagy, aminek közvetlen oka az Albert király halálával bekövetkezett belpolitikai viszály lehetett, de abból, hogy a bányászat felélesztésére századokon keresztül, még Mátyás uralkodásának éveiben sem történik kezdeményezés, joggal gondolhatunk arra, hogy a Zsigmond idején folytatott rablóbányászat során a felszínközeli gazdagabb ércfészkek kimerültek s így az előfordulás újabb vállalkozásra nem csábított. Abban, hogy a börzsönyi bányászkodás hosszú időre teljesen ellanyhul – nagyobb arányú újrakezdésről csak a XVIII. századból tudunk, – kétségtelenül a török hódításnak is szerepe volt. A török ugyan huzamosan nem tartotta uralma alatt Nagybörzsönyt, de a közbiz-

tonság veszélyeztetésével még a Börzsönynél távolabbi helyeken is megbénította a XVI–XVII. század általában virágzó bányászatát.

A bányászat emléke azonban nem merült teljes feledésbe és kisebb „szerecspróbálkozásokra” ösztönözhetett. Ilyenről ad hírt 1610-ből PÉCH A. (51, II. p. 113) két selmeci bányász kutatásával kapcsolatban.

VASTAGH G. (82) igen világos és indokolt okfejtéssel az eddig rendelkezésre álló adatokból arra következtet, hogy KOLLBACHER LAMBERT MÁTYÁS budai polgár, aki Szokolyahután vasércbányát nyitott és kohót épített, vállalkozásának kezdeti éveiben, 1700–1720-ig, esetleg tovább is, vagyonát nagybörzsönyi nemesérekutatásra áldozta számottevő eredménnyel nélkül.

A nagybörzsönyi ércere Rákóczi szabadságharca idején Bercsényi is felfigyelt. KACHELMANN szerint (15) 1704-ben fegyveres erővel követelt ércet a nagybörzsönyiektől. TILES adatai szerint (74) „az elhagyott bányák előkészített ércét” BERCSENYI 1707-ben szekerekkel készül elfuvaroztatni. BARANYAI BÉLÁNÉ kutatásai szerint (32) BERCSENYI 1708-ban a Nagybörzsönyben lakó KOLLBACHER LAMBERT MÁTYÁS-tól 264 szekér ércet vett el erőszakkal, azt Selmecen kiolvasztatta, s 10,052 font ólmot, 167 máрка, azaz 39,07 kg ezüstöt nyert. (Ez az akkori időben igen szép mennyiségi és minőségi adat sajnos nem ellenőrizhető, mert szerző téves jelzettel közölte.) A XVIII. század eleji bányaművelés tartamára nézve fontos, hogy SCHLEICHER még 1718-ból is talált nagybörzsönyi bányászokdást jelző adatot (55).

A Mária Terézia uralkodása alatti általános fellendülés hozza meg végül is 1770 táján a vállalkozási kedvet a börzsönyi bányászat újrakezdéséhez. A bányatársaság – melynek alapítója, vagy egyik tagja VASTAGH G. adatai szerint (81) CZIBULKA JÓZSEF lehetett – kevés hozzáértéssel kezd a bányászokdás-hoz és anélkül, hogy a készletekről kellőképpen meggyőződne, túlméretezett kohó építését vállalja magára. A viszonylag nagy beruházások értéke – a kohó építése, melynek falai ma is láthatók a Börzsönypatak völgyében (GERŐ L. véleménye szerint azonban itt alapjaiban középkori épületről van szó), egyedül 3055 forintba került – a dús és zúzóércben egyaránt szegény feltárások bányászataból nem térülhetett meg, így a társaság már 1777-ben csődbe jutott. Tengődő bányászokdásról tudunk még az 1780-as években is. Ennek az az érdekessége, hogy 1785-ben jut Börzsöny egyik, pontosabban nem ismert bányafeltárásából egy ércdarab KITAIBEL kezébe, melynek elemzése tíz évvel később a tellur felfedezéséhez vezetett (9). KITAIBEL ekkor, 1795-ben megkísérli, hogy további anyagot szerezzen ugyanabból az előfordulásból, ez azonban minden fáradozása ellenére sem sikerült, mert mint említi, a bányászat szétzüllött. Ezt egy 1792-ből származó adat is megerősíti, mely szerint a munkátlanul garázdálkodó bányászokat Nagybörzsönyből ki kellett telepíteni (55).

KITAIBEL PÁL személyénél a börzsönyi ércelőfordulás legelső – korához mérten meglepően alapos és fejlett – ásványtani tanulmányozása miatt is meg kell állanunk. Munkásságáról sajnos, egyetlen adatunk KITAIBEL ásványgyűjteményének katalógusa, melyet 1957-ben TOKODY adott közre (75). E szerint Börzsöny KITAIBEL gyűjteményében 12 darabbal szerepel. Latinnyelvű leírásuk 12 ásványt sorol fel, s ezek kifejlődését, alakját és összenövését bámulatos pontossággal adja meg. Annak ellenére, hogy a gyűjtemény elveszett,

meg lehet állapítani belőle, hogy **KITAIBEL** a börszönyi ércnek mind telérés, mind impregnációs kifejlődését ismerte és többféle komplex-szulfidot vizsgált meg vegyileg is, meghatározásukkal azonban nem mindig boldogult.

**BEUDANT** (I, I. p. 514; III. p. 122) 1818-ban tett utazása alapján kiemeli a börszönyi „zöldkőporfír” hasonlóságát a selmecihez. Említi a gránát gyakoriságát is hegységSZERTE.

A beomlott tárók „tekintélyes hányóin” az „argent molybdique” darabja után hiába kutat s a rejtélyes ércet csak később Freibergben ismeri meg **WERNER** gyűjteményének 12–15 mm („5–6 párisi vonás”) átmérőjű darabján.

1832-ben **PROKOPOVICH FERENC** vállalkozó három táróújranyitott, vállalkozása azonban bányászattá nem bővült. 1837-ben **FÉNYES ELEK** (8) már a börszönyi bányászat szüneteléséről tesz említést. 1846-ban **MAUROVICH REZSŐ** esztergomi városi főjegyző és **ÁBEL JÓZSEF** bányaigazgató nyitattja újra a régi börszönyi tárókat és 7 telér megnyitása után 1847-ben Párisban „Compagnie française des mines de Börszöny” néven e telérek művelésére társulatot is alakítanak. Bár a bányatársulat 128 részjegyből 78 gazdára talált (4), a vállalkozás – a termelés megindítása nélkül – megbukott. **FÉNYES ELEK** későbbi adatai (55) szerint 1857-ben a tárókat ismét újranyitották, de termelésbe aligha kezdtek.

Mind a bányászat története, mind a lelőhely ásvány-közettani megismerése szempontjából igen érdekes adatokat közöl **SZABÓ JÓZSEF** (58) a Földtani Társulat bizottságának (**KOVÁCS GYULA**, **KUBINYI FERENC**, **SZABÓ JÓZSEF** és **WÁGNER DÁVID**) 1852. aug. 26–27-én a börszönyi bányák környékén tett látogatása alkalmából.

Augusztus 26-án Diósjenőről jövet a Csóványoson (Korányos) át a Szlavabányához ereszkedett le a bizottság, ahol a régi bányászat nyomain egy magántársulat újranyitásokat kezdett. **SZABÓ JÓZSEF** szerint a zöldkövesedett andezitben kvarcos pirittelérek húzódnak, melyek impregnált andezitbreccsát zárnak magukba. Az ércből zúzással és ülepítéssel aranyat és ezüstöt nyernek.

**SZABÓ JÓZSEF** értesülése szerint ennek a bányának hányójáról került elő az a „ritka ásvány, melyet **WERNER** Molybdänsilbernek nevezett, **BERZELIUS** Tellurbismuthnak határozott meg; de miről maiglan sem tudjuk, hogy a zsubkói (Zsarnócza mellett) Tetradymittel azonos-e, mert quantitativ elemzést újabb időben senki sem csinált, a régi pedig (**WEHRLE**-től) 5 pc. veszteséggel történt, tehát többel, mint amennyi biztos eredményeknél megengedhető”.

A közöltek igen pontos, jó megfigyelések (100 évvel előre helyesen mutatják a „wehrlit-kérdés” megoldását is), csak az a kár, hogy a Szlavabánya elnevezést ma nem tudjuk, melyik bányához kapcsoljuk. Tekintetbe véve a csóványosi kirándulás valószínű útvonalát (azt is, hogy a Kovácsvataiban másnap tettek külön bejárást) s továbbá, hogy **SZABÓ JÓZSEF** a bánya körül „ős gorczok”-ról, épületmaradványokról és a nép által érlyuknak nevezett kisebb vajúásokról tesz említést, legtöbb valószínűséggel Bányapusztára értjük. Ez volna tehát a bizmut-telluridok lelőhelye s így magyarázatot kapunk arra is, hogy a Rózsahegyben végzett újranyitások és új feltárások során miért nem akadtunk rá kimutatható mennyiségben.

Augusztus 27-én a bányatársulat **DUBRAVA** nevű igazgatójának kíséretében tekintették meg Alsó Rózsabányát, melyet „kénbányá”-nak említ. Itt galenit is kíséri a kovandokat. Az ércetek jellemzése roppant találó: „Az

ér különféle vastagságú, vagy helyesebben csak fészek szerént jönnek elő az érczek". Adata szerint az ércből a „pesti művegygyár” 5000 mázsát használt fel. A Ludmillatáró (altárna) kőzete zöldkő, mely fokozatos átmenettel levezethető a „trachyt”-ből. Az „altárna”, mely vízlevezetésre készült, már harántolt „eret” (Gang) is.

A börszönyi ércelőfordulás környékének rendszeres földtani megismerése PETERS, SZABÓ és WOLF korábbi, szórványos adatszolgáltatásai után 1865-ben STACHE G. térképezésével indul. Részletes kőzettani vizsgálatai során elkülöníti a terület fő andezit- és dácittípusait s ismerteti elváltozásait. Ottjártakor bányászatról már csak az elhagyott, részben beomlott táróbejáratok s a hányók tanúskodnak. Ércet jelentősebb mennyiségben egyedül a Ludmillatáró (nála Schmidgrundstollen) hányóján talál, mely leírása szerint galenit-, szfalerit- és pirittartalmú. Értésülései szerint a tárót időnként timsótermelés céljából művelni szokták.

SZABÓ JÓZSEF élete végéig foglalkozott a „Dunai trachyhegységgel” s annak kőzeteire vonatkozólag nagyjelentőségű, korát messze megelőző megállapításokat tett (60, 61). Tanulmányai csak futólag érintik a börszönyi „érces hegyek” amfibol-kvarc-trachitját, ami az ő nevezéktana szerint dácitot jelöl. PAPP F. közlése szerint (47) hagyatékában igen sok értékes börszönyi kőzettani megfigyelés maradt hátra, melyeket SCHAFARZIK F. gyűjtött össze (61). Adatai azért is igen értékesek, mert megállapításait mindig Selmezbányától Erdélyig a teljes vulkáni koszorú összefüggésében és összehasonlításában tette.

1914-ben KISS JÓZSEF vállalkozó fog a kovácspataki bányák (Alsó és Felső Rózsatáró, Ludmillatáró) újranitásához. Kutatásaira a monarchia hadügyminisztériuma is felfigyel. Az ércelőfordulás teljes feltárását, ércelőkészítő építését mind a hadügyminisztérium szakértője, LUDWIG MEISE (16), mind a besztercebányai bányakapitányság bányaesküdtje, ZENOVICZ ERNŐ ajánlatosnak tartja (86). KISS JÓZSEF alaposabb hozzáértés nélkül készített tervei azonban a bánya üzembehelyezésére a világháború alatt pénz- és munkaerőhiány miatt nem valósulnak meg.

KISS JÓZSEF, aki HUSZÁR földbirtokossal társulva a kutatás jogát a Rózsahegy közvetlen környékére nézve még az első világháború után is fenntartja, 1920-ban, majd ezt követőleg még több ízben a kincstárnak megvételre ajánlja fel a kutatást. Ajánlatához csatolt leírása (16) számos érdekes adatot tartalmaz.

KISS nem fukarkodik a dicsérő jelzőkkel az ércesedés jellemzésénél, adatai pedig gyakran túlzottak. A főtélert, melynek csapását a Rózsabányától a Fagyosasszonyig nyomozta, a régi műveletek alatt a laza tömedék miatt megnyitni sehol sem merte. Vastagságát a régi fejtések vastagságának felkerékítésével 5 m-nek adja meg, ami még a Rózsabánya impregnációs ércesedésére vonatkoztatva is erős túlzás. Minőségi adatai: 1 m vastag „melléktelér” 40% kalkopirittal, 40 g/t ezüsttel és 12 g/t arannyal ugyancsak szépítettnek látszanak. Mindezek ellenére megállapítja a következőt: „Általában azt tapasztaltam, hogy a talp felé nincs sok keresnivaló, mert az ércék gazdagodása, a telérek kiszélesedése mindig felfelé következik be”. Nyilván nem vette észre, hogy ezen kijelentésével aláásta hitelét további javaslatának: „egy tőkeerős vállalkozás ... aránylag kevés befektetéssel, hatalmas rentábilis bányászat-

nak vetheti meg alapját”. Sajnos az előbbi, a 461 m tszf. talpra vonatkozó figyelmeztetést a borszönyi újabb kutatások megindításakor nem ismertük.

1922-ben a KISS által felhagyott zártkutatmányi köröket PRODAM GUIDO gyógyszerész szerzi meg, aki a „Csonkamagyarországi Bányakutató Vállalat” nevében azokat a Salgótarjáni Kőszénbánya R.T.-nek vételre ajánlja fel. A SKB részére VITÁLIS I. ad szakértői véleményt (84), melyben a területet kutatásra érdemtelennek minősíti.

1923-ban és 1926-ban Kemence környéki felvételével és részletes kőzet-tani vizsgálataival SZENTPÉTERY (71) szolgáltat újabb adatokat a terület északi részének megismeréséhez. Figyelmét a kőzettípusok változatossága, főleg az amfibol átalakulásai kötik le, az ércesedést csak futólag említi.

1929-ben PAPP F. hidrogeológiai megfigyeléseket közöl a hegységből (48).

1930-ban kerül csak ismét a borszönyi felvétel a Földtani Intézet programjába. 1930-ban, 1931-ben és 1932-ben 160 km<sup>2</sup>-ről készül 1:25 000-es kőzet-tani térkép. A térképezés eredményeiről LIFFA és VIGH GY. közösen számolnak be (31). Bár a felvétel tulajdonképpen célja az volt, hogy az érc kutatás kilátásairól nyújtson tájékoztatást, általában az ércesedéstől távoleső területek térképezése jutott túlsúlyba. VIGH GY.-nak a Csóványos gerincétől ÉK-re, az ércesedés hatókörén kívül végzett igen gondos és alapos, földtanilag értelmezett felvétele ércföldtani adatot nem szolgáltatathatott.

Nyomatásban csupán a térképezett terület 1/6-áról jelent meg kb. 1:75 000-es földtani térkép. A leírás bármilyen sok értékes adatot közöl is az üledékes peremről, a vulkáni tömeg földtani felépítését alig érzékelteti. Az érc-előfordulás környékéről a zsinés elegyrészek szerint csoportosított andezit-fajták makroszkopos leírását és elterjedésük megjelölését kapjuk csupán, kapcsolataik, feltérési sorrendjük feltüntetése nélkül.

Még nagyobb a hiányérzet LIFFA A. bányaföldtani ismertetésével kapcsolatban (28, 29, 30). Bemérésen alapuló 1:2000-es alaprajzokat kapunk ugyan az akkor bejárható Ludmilla- („Festékbánya”), Alsó Rózsa- (II. Rózsa-bánya), Felső Rózsa- (III. Rózsa-bánya), Istenáldás- és Felső Fagyosasszony-tárorokról a mellékkőzet és az érces zsinórok feltüntetésével, azonban az említett feltárásoknak egymással és az ércetekkel való térbeli kapcsolatáról nincs közlése. A telérek irány- és méretadatait ércásványaik felsorolása egészíti ki. Meglepő ennél, hogy a gyakori ércásványokon (pirit, kalkopirit, galenit) kívül három helyről is említ „bizmut-telluridokat”. Mivel a meghatározást semmilyen pontosabb vizsgálattal sem támasztja alá, valószínűleg félreismerésről van szó, amit a pirrhotinnak bornitként való feltüntetése is alátámaszt.

Az ércminőség jellemzésére 59 nemesfém meghatározást közöl, melyek részben az 1930–31-es években a Kurucpatak pirités impregnációján aknáztatást végeztető POHL LIPÓT kölni vállalkozó, részben a M. Áll. Földtani Intézet elemzései. A minták pontosabb származási helyéről, a mintavétel módjáról nincs közlés.

A 3 évi borszönyi kőzettani térképezés és bányaföldtani adatgyűjtés, mely az utolsó évben már leginkább a Szokolya környéki vasérc vizsgálatára szorítkozott, lezárult anélkül, hogy a nagyborszönyi ércesedés jellegét, kiterjedését és kutatási lehetőségeit egyértelműen tisztázta volna. Az ércetek méretéről és kiterjedéséről elkedvetlenítő adatokat közölt, így a kincstár e földtani vizsgálat nyomán kutatóvállalkozásba nem kezdett. Magánvállalko-

zók igyekeztek időnként a Ludmillatáró elején meggyülő okkeres iszapot festékföldként értékesíteni, ezen kívül azonban két és fél évtizedig az ércelőfordulás területén semmi érdemleges akció nem történt.

JUGOVICS L. 1933-ban a nógrádi Várhegy dáцитjáról nyújt részletes ismertetést (14). A dáцитot a Börzsöny, sőt a Szt. Endre – Visegrádi-hegység földtani keretébe állítva mutatja be, részletes közettani leírását adja és két új elemzés alapján közetkémiai kiértékelését a magyarországi dáцитokkal összehasonlítva adja meg.

PAPP F., aki a hegység kőzeteit 1925 óta vizsgálta, LIFFA felvételébe bekapcsolódva 1933-ban és 1934-ben közli közettani feldolgozásának eredményeit (43, 44, 46, 47, 50). Itt 27, ill. 29 közettípus részletes mikroszkópi vizsgálatáról tájékoztat, melyek közül több az ércelőfordulás közvetlen környékéről származik. Dáцитként írja le a Rózsahegy uralkodó kőzetét (LIFFA-nál még biotit-amfibolandezit), melyet amfibolos piroxéndandezittelérek járnak át. Az ércesedést utóbbiakkal hozza kapcsolatba.

Az újonnan kidolgozott éremikroszkópi vizsgálati módszert ugyancsak PAPP F. alkalmazza először magyarországi érceken. A Kovácspatakban, valószínűleg az Alsó-Rózsabánya hányóján gyűjtött mintából pirrhotint és melnikovit-piritet, markazitot, kalkopiritet, bornitot, galenitet, tetraédritet és szfaleritet ír le (45). Vizsgálatot végez a Börzsöny ásványtani nevezetességén, a wehrliten is (49). A Nemzeti Múzeum Ásványtárában és a Tudományegyetem Ásványtani tanszékén KITAIBEL kora óta unikumként őrzött 3 példányt kristályformájuk, hasadási lapjaik fényvisszaverése és étetési sajátosságaik tekintetében vizsgálja meg. Bár az ásvány meghatározását alig bővíti megbízhatóbb adatokkal, elnevezésére a kőzetváltozatra lefoglalt wehrlit és a német helységnévből képzett pilsenit helyett a börzsönnyit nevet ajánlja.

A kérdést végérvényesen csak SZTRÓKAY K. tisztázza 1946-ban (72). A 3 wehrlit példány összetételét csiszolt, polírozott felületük vizsgálata alapján a legnagyobb éremikroszkópi részletességgel adja meg. Ebből kiderül, hogy az anyag nem egynemű, nem is sajátalakú, hanem tetradimit és bizmutin közötti átmeneti izomorf tagok öveiből áll. A wehrlit – pilsenit – börzsönnyit tehát, melynek összetételét az ásványkeverék vegyi elemzéséből tévesen számították (SIPŐCZ), nem önálló ásvány. SZTRÓKAY szóbeli közlése szerint a harmincas években LIFFA gyűjtéséből került hozzá egy „bizmuttelurid”-nak jelzett példány, azonban ez elkallódott, mielőtt részletes vizsgálatához hozzáfekedett volna. A Földtani Intézet gyűjteményében hasonló darab nincs. A későbbi nagy mennyiségű gyűjtésben tetradimit csak mikroszkópi kicsiny-ségű foltocskákban került elő (KOCH S. 22).

1946-ban FALLER GUSZTÁV tesz javaslatot a börzsönnyi régi bányák környékén ércutatásra. Bevezetésül PANTÓ G. kap megbízást bányaföldtani adatgyűjtésre, majd térképezésre. PANTÓ működését a régebbi ércbányászat és ércutatás területére összpontosítja (35). A felismerhető tárókon kívül a kibúvásokon telepített kutatóaknákat (horpákat) is feltünteteti térképén s ennek alapján két, nagyjából E – D-i ércsapást valószínűsít. Szelvényezi a bejárható tárókat (Felső Fagyosasszony-, Felső Rózsá-, Istenáldás-, Ludmillatárók), ércesedésükről és az érckísérő kőzetváltozásokról tájékoztat. A 14 km<sup>2</sup>-es területrészt 1:5000-es térképezése során elkülöníti a főbb andezit- (dáцит) és agglomerátum-fajtákat s ezek megjelenéséből következtetve az ércesedést



magába foglaló É–D-i paleogén vulkáni vonulatot jelöl ki a neogén vulkáni környezetben (I. melléklet).

PANTÓ G. az ércelőfordulás földtani környezetét ércteleptani szempontból kedvezőnek találja s javaslatot tesz a régi műveletek, elsősorban a Fagyosasszonytáró alávájására s a további kutatást az ép talpban mutatkozó ércesedés minőségétől kívánja függővé tenni. Az ércesedés átnézetes megismerésére geoelektromos méréseket ajánl.

A bányászati kutatás 1948 augusztusában az Alsó Fagyosasszony- és Alsó Rózsatárók újrainyitásával indul meg. A völgytalpon telepített tárók ez évben újabb kifejtett telérszakaszokat nyitnak meg, jelentősebb érces kitöltés azonban a talpon telepített néhány méteres aknáknak sem mutatkozik. Hasonló eredménnyel jár a Bányapusztai-táró újrainyitása is.

1948. december 20-án már 1100 m vágathossz bejárható.

A dorogi bányamérnökség részéről VAJK MIKLÓS készíti el 1949 februárjában az addig megnyitott bányafeltárások 1:1000-es léptékű bányatérképét. Ennek alapján kitűnik, hogy az 508 m tszf. magasságon nyíló Alsó Fagyosasszony-, ill. 491 m tszf. magasságú Alsó Rózsatáró feltárásainak alávájására a 461 m-es kótájú Ludmillatáró a legalkalmasabb. A bányászati kutatás ezen túl ide összpontosul, a táró bővítése azonban igen sok időt vesz igénybe s hiányos műszaki felszerelés miatt meghiúsul a terv, hogy a Fagyosasszonyteléren ezen a szinten alávájják. Az érces csapásnak a Ludmillatárótól a Rózsabányáig történő alávájása helyett ekkor az Alsó Rózsatáró impregnációs ércesedésének mélységi megvizsgálására szolgáló kutatóakna létesítése mellett döntöttek. A kutatóakna a „tömsz” két egymásra merőleges irányban történt harántolása és résmintázása után az ércesedés alaprajzi középpontjában került lemélyítésre.

1949 októberében PANTÓ G. az újabb feltárásokon végzett adatgyűjtés és ércmikroszkópi vizsgálat alapján igyekszik megrajzolni az előfordulás ércteleptani képét (36). Különválasztja a Rózsabánya impregnációs ércesedését a Fagyosasszony teléreitől, az eltérő kifejlődést mellékkőzet-hatással magyarázza. Az ércásványok között egy nagy és egy kis hőmérsékleten képződött generációt különböztet meg, melyek „egymásbatolt” megjelenése az ércesedés vertikális öveinek helyzetére vonatkozóan minden következtetést meghiúsít. Leírja az arzenopiritet, a bizmutásványokat (bizmutin, cosalit), az argentitet és – a termésbizmut félreismerése folytán – tévesen proustitot is jelez. A kutatás kilátásait illetően megállapítja, hogy a Rózsabánya impregnációs ércesedése az átlagminták szerint művelésre való nemesfém-tartalmú, így „fejtésre érdemes lehet, ha az érc fémtartalma csapás mentén és függőlegesen nagyobb kiterjedésben ... hasonlónak adódnék”.

A Rózsabánya kutatóaknája 41 m-ig mélyül s bár az aknaszelvényben az impregnációs ércesedés nem bizonyul összefüggőnek, a 35 m-es szinten kihajtott hosszanti és harántirányú kutatóvágatok (126 fm) ismét gazdagabb impregnációba jutnak, sőt egy nagyobb dúsérc-fészket is feltárnak. A Fagyosasszonytelérek a ludmillatárói tömedék nagy ércdarabjai alapján ugyancsak kedvező színben tűnnek fel. A kutatás továbbfolytatását minden érdekelt szakember szükségesnek tartja, ennek módja tekintetében azonban véleménykülönbségek adódnak.

AJTAI ZOLTÁN 1950 áprilisában a MTA Földtani Bizottságához nyújt be javaslatot a nagybörzsönyi ércesedés altárával való megkutatására vonatkozóan.

A kérdésnek a Földtani Főbizottság és a Bánya- és Energiaügyi Minisztérium Műszaki Osztályán történő többszöri megvitatása után végül is kiküldött szakértők: FÖLDVÁRI ALADÁR, HALÁSZ ANDRÁS és PANTÓ GÁBOR dolgoznak ki javaslatot a kutatás továbbfolytatására. A szakértők a feltárások tüzetes bejárása alapján azt a véleményt alakítják ki, hogy a börzsönyi kutatás kérdése az eddig megnyitott szinteken véglegesen le nem zárható (12). Amennyiben a mélyebbszíni kutatás a színesfémek hazai bányászata szempontjából szükséges, úgy ennek lehetőségét biztosítani kell. Mivel új szint kiképzése az eddig létesített feltárásokból (szükszervényű, kéziszállítású kutatóakna) nem oldható meg, altáró telepítése indokolt. Erre térszíni adottságok folytán (AJTAI Z. — GEORGIEFF, D. T. javaslata értelmében) a 361 m-es szint a legalkalmasabb. A szakértők az eredeti nyomvonalkitűzést annyiban módosítják, hogy az altáró ne közvetlenül a Rózsabánya, hanem a Ludmillatáró alá irányuljon, így abból csapásirányú vágatokkal mind a Rózsabánya, mind a Fagyosasszonybánya ércesedése kb. egyenlő távolságon elérhető legyen (II. melléklet). Hangsúlyozzák, hogy altárókutatás esetén a kérdés tisztázásához legalább 2600 fm vágat kihajtására kell felkészülni.

Az altáró kihajtása — a felsőbb szinti kutatások leállítása mellett — 1951 októberében indult meg s az érces csapást (1600 m hosszúságot) 1954 márciusában érte el. Az Ércbányászati Tröszt a börzsönyi kutatás villamos energiával való ellátása után 1954 elején a Rózsaaknát újratelepíti s az a 70 m-es, továbbá a 96 és 112 m-es szinteken kutató harántvágatok kihajtása után az altáró szintjét (123 m) 1954 nyarán éri el.

1952-ben KOCH S. és GRASSELY GY. a szegedi iskola alaposságával veszi a nagybörzsönyi ércet ásványtani (ércmikroszkópi) és vegyi vizsgálat alá (22). Az idősebb ércképző szakasz ércásványai között valleriitet, a második szakaszban a termésbizmutot (PANTÓ tévesen határozott proustitja), termésaranyat, jamesonitot, semseyitot írják le új előfordulásként. Lényegesen bővül a pontosan leírt nemérces és másodlagos ásványok sora is. A szöveti formák pontos elemzése révén az ércképződés szakaszai élesen elkülönülnek s a Herzsabányával, valamint Óradnával való összehasonlításban gondosan megrajzolt ércgenetikai és geokémiai képet kapunk.

1953 márciusában a börzsönyi ércutakás addig elért eredményeit PANTÓ a magyarországi színesércelőfordulások előzetes kataszterében összegezi (38), majd 1953. május 1-ével KISVARSÁNYI GÉZA veszi át a bányászati kutatás földtani ellenőrzését. HERRMANN MARGIT-tal együtt fog a kihajtás alatt álló altáró beható és pontos kőzettani vizsgálatához (18). Saját szelvényfelvételét 1200—1600 m között GÖBEL E. mérési adataival egészíti ki. Kiegészítő felszíni bejárásai, valamint az altáróban harántolt kőzetfajták mikroszkópi és kőzetkémiai vizsgálata pontosabb elkülönítést tesznek lehetővé az idősebb és fiatalabb vulkáni sorozat között. Részletesen foglalkozik a kőzetek hidrottermális lebontásával és a dácit elváltozásával (5 lebontási fokozatot különböztet meg). Röviden beszámol az altáró 1010—1589 m közötti szakaszán harántolt érces zsinórok és vékony, kaolinos telérek ásványos összetételéről. Közli az altáró kőzeteinek és érceinek nyomelemeloszlását FÖLDVÁRI A.-NÉ

vizsgálatai alapján. Kezdeményező lépéseket tesz még 1953 folyamán az E. L. Tudományegyetem Geofizikai Tanszékével közösen végzendő, geofizikai módszerű kutatásra a börsönyi ércterületen. A kísérleti mérések szerint a mágneses mérések ércetestek (pirrhotin) kimutatására nem alkalmasak, természetes potenciálmérés útján azonban felszínközeli impregnációs ércetestek kimutathatók (Rózsabánya környéke). A radioaktív sugárzás mérését kőzetfajták, ill. törésvonalak felismerésére ajánlja.

1954. február 1-ével GÖBEL E. veszi át a börsönyi ércutatás földtani ellenőrzésének feladatát és már az év március 31-ére készít adatösszesítést a kutatás március 15-ig elért eredményeiről (10). Jelentésében a terület földtani felépítésére és a régebbi kutatások eredményeire vonatkozóan átveszi a korábbi adatokat, az altároló ércesedését azonban saját gondos felvétele alapján ismerteti. Teljes összeállítását készít az eddig elvégzett vegyi elemzésekről. A teletani ismertetésnél józanul mérlegeli a kutatásokból adódó jellegeket. Kutatási programot is ad, melyben a természetes potenciál- és radioaktív sugárzásméréseken, valamint általános szerkezeti elemzés szükségességén kívül a telér- és vágatszelvevényezés, résmintavétel, telérazonosítás sürgősségét hangsúlyozza.

Az E. L. Geofizikai Intézet 1954-ben, részben a felmerült igényeknek megfelelően, különféle módszerű mérésekkel siet a börsönyi ércutatás segítségére. KOMÁROMY I. csoportja 4 hónapos felvétel során az ércutatás 6 km<sup>2</sup>-nyi területén 20–50 m-es állomásközökkel végzi el a mágneses térerősség függőleges összetevőjének s egyes szelvényekben vízszintes összetevőjének meghatározását (23). A terület anomália-térképét 21 db kőzettanilag meghatározott és bontottsági foka tekintetében is minősített kőzetminta mágneses susceptibilitás-értékeinek figyelembevételével értékeli ki. Ebből az állapítható meg, hogy a terület mágneses minimumai többnyire a bányászattal felárt ércesedésekre esnek s a mágneses térerősség csekély értékei elsősorban a dácsit elterjedési területét jellemzik. A mágneses anomália-kép érdekes összhangban áll a megismert földtani felépítéssel – erre legjobb példa az altároló felett felvett mágneses szelvény egybevetése az altároló földtani szelvényével – azonban, mivel az anomália-értékeket elsősorban a kőzet bontottsági foka határozza meg, a módszer sem ismeretlen ércetest, sem elfedett kőzethatár nyomozására közvetlenül nem használható fel.

SZALAY M. csoportja a Rózsabánya felett végzett 10 m-es állomásközökkel természetes potenciálmérést (70). Az 1,7 km<sup>2</sup>-nyi területen a mérések alapján szerkesztett ekvipotenciális görbék két jól záródó, 150 m viszonylagos értékű minimumot adtak ki, melyek egyike a Rózsabánya impregnációs ércesedésének felszíni vetületével pontosan egybeesik. Minden bizonnyal helytálló SZALAY megállapítása, hogy a Rózsabánya és Ludmillatároló között feltárolvolságon kirajzolódó másik minimum a Rózsabánya „tömszéhez” hasonló felszínközeli ércetesttől ered. Sajnos a bányászati kutatás csak a felszín alatt 200 m-rel haladt el a minimum alatt, ami a felszínhez közelebb eső ércetest jelenlétét még nem zárja ki.

TATÁR J. már 1953-ban is végzett tájékozódó radioaktív sugárzásméréseket az Alsó Rózsabánya és Ludmillatárolókban (73). Az ércesedés és sugárzási érték között feltételezett kapcsolat pontosabb meghatározására 1954-ben az ércesedés környékén a felszínen K–Ny irányú szelvények mentén és az altárolóban is

végeztek méréseket. A Geiger – Müller számlálócsöves mérések a helyszínen a  $\gamma$ -sugárzás, a begyűjtött mintákon pedig a  $\beta$ -sugárzás értékének meghatározására irányulnak. A vizsgálat során a dácit mind a felszínen, mind a tárokbán az andezitnél lényegesen nagyobb sugárzási értékével tűnt ki. Kaolinos telérek minimumként, kvarcos hasadékkitöltések pedig maximumként jelentkeztek a bányafeltárásokban. A sugárzási különbségek azonban csak a telérek közvetlen környezetében mérhetőek, így a módszer a telérek felszíni nyomására nem használható fel.

1954-ben KOCH S. 36 taggal adja meg genetikai rendszerében (19) Nagybörzsöny gazdag ásványtársaságának jegyzékét.

LÁNG S. 1955-ben megjelent könyvében (25) a hegység domborzati képeiben – KISVARSÁNYI-tól eltérően – az ó- és újharmadkori képződmények felszíne között különbséget nem állapít meg.

1956. április 25-én GÖBEL E. a Földtani Társulat ülésén „A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés” címmel előadást tart (11). Ebben az előfordulás szerkezeti viszonyait és érceteleptani vonásait saját megfigyelései alapján részletesen megvilágítja. A kutatás gazdaságosságának kérdését sokoldalúan, az összes adatok felhasználásával tárgyalja. Foglalkozik – ERDÉLYI J. vizsgálataival kapcsolatban – a telérmenti kőzetváltozások kérdéseivel és megfogalmazza a kutatás legfontosabb megoldandó problémáit.

1956. július 15-én a Vegyi és Energiaügyi Minisztérium Ércbányászati Igazgatósága leállítja a börzsönyi bányászati kutatást.

A kutatás utolsó szakaszában ERDÉLYI J. vizsgálatainak tengelyébe a hidrotermálisan elbontott telérmenti mellékkőzet és kőzetanyagból származó telérkitöltés ásványtani megismerését állította. Ennek során a pirrhotinos ércesedést kísérő jellegzetes agyagásványként hidromuszkovitot sikerült meghatároznia, mint a nagy hőmérsékletű hidrotermális képződés bizonyítékát. Részletes vizsgálatai új ásvány, a hidroparagonit (5) felfedezéséhez vezettek. Az ércásványok sorát löllingit és meneghinit (?), a kísérőásványokat cronstedtit és sztílpnomelán, a másodlagos ásványokat gipsz, vivianit (?), melanterit, pisanit, kröhnkit meghatározásával gazdagította.

Vizsgálataiból azt az eredményt szűrte le, hogy az altáró a mezotermális ércesedés szintjét tárta fel, az epitermális képződmények efelett ismereteseek és nagyobb mélységben hipotermálisak várhatók.

KOCH S., ásványtani vizsgálatait tovább folytatva, az eddigi adatokat felülvizsgálva és rendszerezve, szerzők kérésére 1957-ben kéziratban az alábbi ásványjegyzéket közölte:

Kőzetalkotókból keletkezett mezotermális gőzök – oldatok hatására: hidromuszkovit, turmalin.

Első ércesedési szakasz: apatit, kvarc, pirit I., galenit I., pirrhotin, vallerit, szfalerit I., kalkopirit.

Második ércesedési szakasz (részben az első szakasz ásványainak átépítődéséből): arzenopirit, löllingit, termésarany, galenit II., tetraédrit, hidropirit – melnikovit-pirit, pirit II., markazit, sziderit, termésbizmut, bizmutin, cosalit, szfalerit II., meneghinit (?), jamesonit, semseyit, tetradimit, csiklovait, tellurobizmutit, hessit, petzit, argentit.

Nem-érces kísérőásványok: kvarc II., barit, fluorit, kalcit.

Másodlagos ásványok: magnetit, cronstedtit, sztilpnomelán, goethit, kal-kozin, kovellin, limonit, melanterit, pisanit, kröhnkit, vivianit, hialit, gipsz, claudetit, terméskén.

## II. A BÖRZSÖNYHEGYSÉG FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

A Börzsöny vulkáni, közelebbről andezithegységnek nevezhető. Mint ilyen, az alföldperemi „vulkáni koszorú” egyik tagja. Felépítésének jellemvonásai megkülönböztetik a szomszédos hegységektől és sajátos helyet biztosítanak számára. A Déli-Börzsönyt monogén központi feltörések jellemzik, így sok tekintetben a Dunazughegységhez hasonló. Az Északi-Börzsöny inkább rétegvulkáni felépítésű, vonásai közelebb állnak a Selmec–Körmöci Érchegységhez. A hegység kettős arculata bizonyosan mélyszerkezeti adottságokban gyökeredzik.

A hegység földtani jellemzését az alábbiak szerint adjuk meg:

1. Harmadkor előtti aljzat.
2. A vulkáni képződmények közvetlen fekvője.
3. Vulkáni képződmények.
4. A hegységperem újharmadkori képződményei.
5. Negyedkori takaró.
6. Szerkezeti jellemvonások.

*1. Harmadkor előtti aljzat.* A Börzsöny harmadkori vulkáni képződményei által elfedett terület harmadkor előtti felépítéséről közvetlen adatunk nincs. A vulkáni kőzetek zárványaiából, valamint a környék felszíni és mélyföldtani adataiból vont következtetéseket átfogó mélyszerkezeti képbe állítva (VADÁSZ, SCHMIDT, HORUSITZKY) értelmezzük.

Kétségtelen, hogy a Börzsöny mélyebb alépitményében a kristályos pala és gránit lényeges szerepet játszik. A vulkáni kőzetek csillámpala-, gnájsz- és gránitzárványai alapján a kristályos alaphegységet a Vepor krisztallinikumához hasonló kifejlődésűnek tekinthetjük. Az Északi-Börzsöny alatt a kristályos alaphegység az újharmadkorig felszínen lehetett (80).

A Déli-Börzsöny területén a harmadkorig délalpi kifejlődésű felső-triász képződmények lehettek a felszínen. Ezek vastagságát és elterjedését hozzátétőleg sem tudjuk megállapítani, de szomszédos felszíni tömegeik (Pilis, Naszál) és a Pilismarót határában mélyült P. 3. fúrás adata alapján feltétlenül többszáz méter vastagságúnak becsülhetjük.

A felső-triász képződmények elterjedésének északi határát hozzátétőleg a Kisινόcon áthaladó Ny–K-i, esetleg NyDNy–KDK-i vonallal jelölhetjük ki. Ez a határvonal, mely a hegység vulkanológiai jellegeiben is elütő északi és déli részét különíti el, az aljzat két eltérő felépítésű pásztajának szerkezeti érintkezését vetíti elénk. Ha lehetségesnek tarthatjuk is, hogy a Déli-Börzsöny aljzatában a kristályos alaphegység triász takarójának vastagsága észak felé csökken, a határvonal semmi esetre sem ösföldrajzi.

*2. A vulkáni képződmények közvetlen fekvője.* A hegység előtere a vulkáni képződmények közvetlen fekvőjéről keveset árul el. Oligocén üledékek csak a hegységtől K-re jelennek meg a felszínen. Az alsó- és középső-oligocén száraz-

földi és tengeri üledékek Tolmács–Bánk vidékén ismeretesek, a felső-oligocén üledékek egészen Diósjenő közelébe húzódnak. Dőlésük itt egyértelműen NyÉNy-i, vagyis a Börzsöny vulkáni tömege alá irányul. Egyezően települ a középső-miocén rétegsor is, melynek felső-helvéti tagjaival váltakozó tufarétegek a vulkánosság megindulását időben pontosan rögzítik.

A hegység Ny-i oldalán a vulkáni tömeg harmadkori üledékes aljzatára vonatkozóan még kevesebb az adatunk. A hegységperemen mélyített kutak közül egyedül az ipolydamásdi fúrt kút szelvénye utal arra, hogy a felső-helvéti rétegekre itt is váltakozás után borulnak a vulkáni képződmények. A kút szelvényéről nem áll rendelkezésre szakszerű vizsgálat, így a településre vonatkozóan távolabbi következtetéseket levonni nem lehet. A hegység távolabbi előterében (Vámosmikolán) a korszerűen megvizsgált újabb kút-fúrás adatai szerint 230 m mélységben is még az andezitfedő tortónai rétegek települnek.

A hegység É-i szélén a „Honti szakadék” klasszikus feltárásában középső-helvéti szárazföldi slír alkotja az andezitkonglomerátum bázisát, sőt alsó részének kötőanyagát is (33, 34).

A hegységperem földtani adatai egyértelműen arról tanúskodnak, hogy a Börzsöny főtömegét alkotó vulkáni működés a helvéti emelet végén indult s a vulkáni anyag változó kifejlődésű középső-miocén üledékek felszínén halmozódott fel. Semmilyen földtani bizonyíték nem található a hegység előterében arra vonatkozóan, hogy a vulkáni tevékenység az óharmadkorban megindult volna. Ha a hegység közepén minden üledékes érintkezéstől elzárt „idősebb jellegű” vulkáni képződmények óharmadkoriak lennének, tufaszórásaik nyomát csak latorfi, rupéli üledékek őrizhetnék, melyek a hegység előterében a felszínen nem ismeretesek, mesterséges feltárásaink pedig nem érték el ezek szintjét.

Eldöntetlen az a kérdés is, vajon a Börzsöny vulkáni tömege alatt a K felől aláhúzódó oligocén képződmények a harmadkor előtti alaphegység felszínén végighúzódnak-e s a vulkánosság kifejlődését a harmadkori üledékes aljzat miképpen befolyásolhatta. Szob környékén a vulkáni képződmény közvetlen feküjét alkotó, a diósjenőihez hasonló településű és fáciesű katti üledékek arra utalnak, hogy jelentős oligocén pászttára gondolhatunk a hegység vulkáni tömegei alatt.

3. *Vulkáni képződmények.* A Börzsöny vulkáni képződményei igen változatos képet nyújtanak. A hegység egész területe egységes átfogó vizsgálat alá eddig nem került. Különböző szerzők egy-egy kisebb területrészt érintő – számos igen értékes részletadatot szolgáltatató – vizsgálatai nem vágnak teljesen össze, így a hegységről jó általános jellemzést adni nem tudunk.

A hegység felépítésében az eddigi felszíni térképezés adatai szerint a vulkáni agglomerátum tömegei sokkal jelentősebbek a lávaeredetű kőzetekénél. A hegység déli felében valószínűleg összefüggő a vulkáni törmeléklepel, melyet önálló kúpok szakítanak meg, ill. helyenként kisebb központi lávaömlések koronáznak. Az Északi-Börzsöny vulkanológiailag kevésbé tagolt. Kevert andezitanyagú agglomerátum-tömegei nagyobb területrészekben egységes alkotásúak, több esetben szabályosan váltakoznak lávaárakkal, ill. pseudo-agglomerátum padokkal. A hegység középső részén a lakkolitok és kőzettelérek is elterjedtek.

Összetétel tekintetében andezit a hegység legerjedtebb kőzete, mellette dácit jelentős még. A vulkáni kőzetek kifejlődése roppant változatos, a hegység típusgazdagságára, sőt „típuskeveredésére” már SZABÓ J. felfigyelt (60). A Börzsönyi vulkánosságra általánosan jellemző a szakaszosság s az is, hogy az egymást — hosszabb-rövidebb időközzel — követő kiömlések differenciálódás, beolvasztás révén egymástól annyira különböző kőzetanyagot szolgáltatottak, hogy egységes leszármaszási sorba alig foglalhatók. Egy-egy kiömlés anyaga sem egynemű, a színes kőzetelegyrészek aránya földtanilag egységes kőzettömegben belül is gyakran lépésről lépésre változik és egyszínes-egyreszű típusok viszonylag nagyon ritkák.

A vulkáni működés időhatárait és sorrendjét illetően nem alakult ki még egységes és minden oldalról alátámasztott álláspont. A hegység középső részén — a nagybörzsönyi ércelőfordulás közvetlen környezetében — PANTÓ 2 km széles és 10 km hosszú vonulatot jelölt ki, melynek nagyjából zölkövesedett biotit-amfibol dácitját — andezitjét — földtani megjelenésük és kőzet-tani jellegük alapján — óharmadkorinak minősítette (35). Megállapítását — mely a Börzsöny vulkáni építményében óharmadkori mag feltételezésével tetszetős párhuzamot domborított ki a Mátrával és a Selmec–Körmöci Érc-hegységgel —, az utolsó évtized vulkanológiai-petrologiai vizsgálatai, melyek SZÁDECZKY transzsvaporizáció-elmélete köré fonódtak (62–66), nem igazolták és az „elbontott” vulkáni kőzetek képződésének új értelmet, kiugró jelentőséget adtak. A hipo- és metavulkanitok új rendszerében (67–69) a korábban „öregebb” jellegűnek tartott kőzetek önálló fáciesként jelentek meg, vulkanológiai szerepük és ércképződéssel való kapcsolatuk világosodott meg (41). A legújabb fejlődés és értékelés adatait a hegységre vetítve a vulkáni működés négy fácies, ill. egymást részben átfedő „szakasz” szerinti felosztása látszik indokoltnak az alábbiak szerint.

a) **K e z d e t i m ű k ö d é s.** A kezdeti kitérések anyagáról, kifejlődéséről és településéről legtöbb felvilágosítás a hegység K-i peremén nyerhető. LENGYEL megfigyelése szerint (26, 27) a *felső-helvéti vulkánosság* kezdeti terméke *biotit-amfibolandezit* és *dácit*, melyhez *gránátos módosulatok* gyakran társulnak. A hegység belsejében a települési helyzet világos ismerete nélkül nincs pontos bizonyítékunk egyes képződményeknek a kezdeti szakaszhoz tartozásáról, azonban kőzettani analógia alapján ide soroljuk az ércesedés környezetében megjelenő és az altáróban harántolt *gránátos amfibol-kloroandezit* is.

b) **F ő p a r o x i z m u s.** Az erősen kontaminált (savanyú vagy Ca-tartalmú) lávaanyagot szolgáltató kezdeti feltörések után a *törtónai* emelet elejére (közepére) tehető a Börzsöny kevésbé kontaminált andezit-összetétellel jellemzett, legszaporább és legkiterjedtebb anyagszolgáltatású hegységépítő fő paroxizmusa. Ennek jellegzetes terméke a *piroxénos amfibolandezit*. A hegység D-i és É-i részének felépítésében hangsúlyozott különbség főként e szakasz termékeinek kitérés- és felhalmozódásmódjában rejlik. Mind összmenyiségét, mind pedig a lávaeredetű képződményekhez viszonyított mennyiségi arányát tekintve e szakaszban jut legnagyobb szerep a *valódi piroklasztikumoknak*. Az uralkodóan rétegvulkáni felépítésű É-i hegység részben — a nagybörzsönyi ércelőfordulás távolabbi környezetében — az előbbiektől alig megkülönböztethető pszeudoagglomerátumok is nagy elterjedésűek.

c) **Beszakadásos működés.** A nagy paroxizmust követő szakasz mind termékeiben, mind mechanizmusában eltérő az előzőktől. A piroklasztikum-szolgáltatás csaknem teljesen megszűnik és szubvulkáni hipomagmás tevékenység veszi át az uralmat, melynek termékei: *amfibolos piroxén-hidroandezit*, *biotitos amfibol-kloroandezit* és *biotitamfibol-klorodácit*. Bár e képződmények zöme feltehetően intruziós mechanizmussal foglalt helyet a piroxénos amfibolandezit rétegvulkáni összletben, a hegység közepén  $6 \times 2$  km-es ÉÉK – DDNy tengelyű zárt foltban való elhelyezkedésükben vulkanotektonikus megszabottságot érzünk (I. melléklet). A nagy paroxizmust követő központi beszakadás (KUBOVICS I. értelmezésében, 24) találó magyarázatul szolgálhat a „zöldköves” fáciesű szubvulkáni tömegeknek egy elnyúlt „kaldera” területén való megjelenésére, s a hozzájuk kapcsolódó ércesedés eredetére.

d) **Befejező működés.** A Börzsönyhegység vulkánosságának utolsó megnyilvánulásai *kőzettelérek*, *tömzsök* benyomulása mind a fő paroxizmus rétegvulkáni összletébe, mind a beszakadási szakasz „zöldköves” szubvulkáni tömegeibe. A telérek anyaga a korábbi szakaszok termékeinél kevésbé kontaminált ortoandezit, a D-i részen *amfibolos piroxénandezit* (Nagyhideghegy), az É-i részen a *zöldamfibolos (biotitos) andezit* (Csarnai rakodó, Vörösmáron, PANTÓ GY. 42) az elterjedtebb. Ez a szakasz piroklasztikumot jelentősebb mennyiségben nem szolgáltatott és hidrotermális hatása sem jelentős.

4. *A hegységperem újharmadkori képződményei.* A K-i és Ny-i hegységperem tortónai üledékei, melyeket ID. NOSZKY J. (33), ill. REICH L. (54) tanulmányozott, híven tükrözik a vulkáni működés megszüntének és a tenger fokozatos előnyomulásának mozzanatait. A tortónai üledékképződés a Börzsöny Ny-i szélén a leghevesebb vulkáni működés időszakában sem szünetelt. Agglomerátumtömegek közé iktatózó korallpadok tanúskodnak arról, hogy a tenger a törmelékszórás szüneteiben is törekedett már a friss vulkáni törmelékeltető meghódítására.

A fő kitérésű szakasz lezárultát a tortónai emelet felső részén közvetlenül nyomon követi a lithothamniumos mészkőképződés kialakulása a K-i és Ny-i peremen egyaránt. A rendkívül tagolt partvonal igen változatos fáciesek kialakulását tette lehetővé, melynek teljes üledékföldtani és faunisztikai kiértékelése ID. NOSZKY (33), VIGH GY. (31), REICH (54) és Cs. MEZNERICS (3) értékes adatközlései után is még elvégzendő feladatként áll előttünk.

A lajtamésző-perem őrzi nyomát annak is, hogy a börzsönyi vulkánosság a főszakasz lezárultával nem szűnt meg teljesen. A felső-tortónai rétegsor legfelső tagjai között is találunk még andezittufarétegeket a késői vulkáni törmelékszolgáltatás bizonyítékaként.

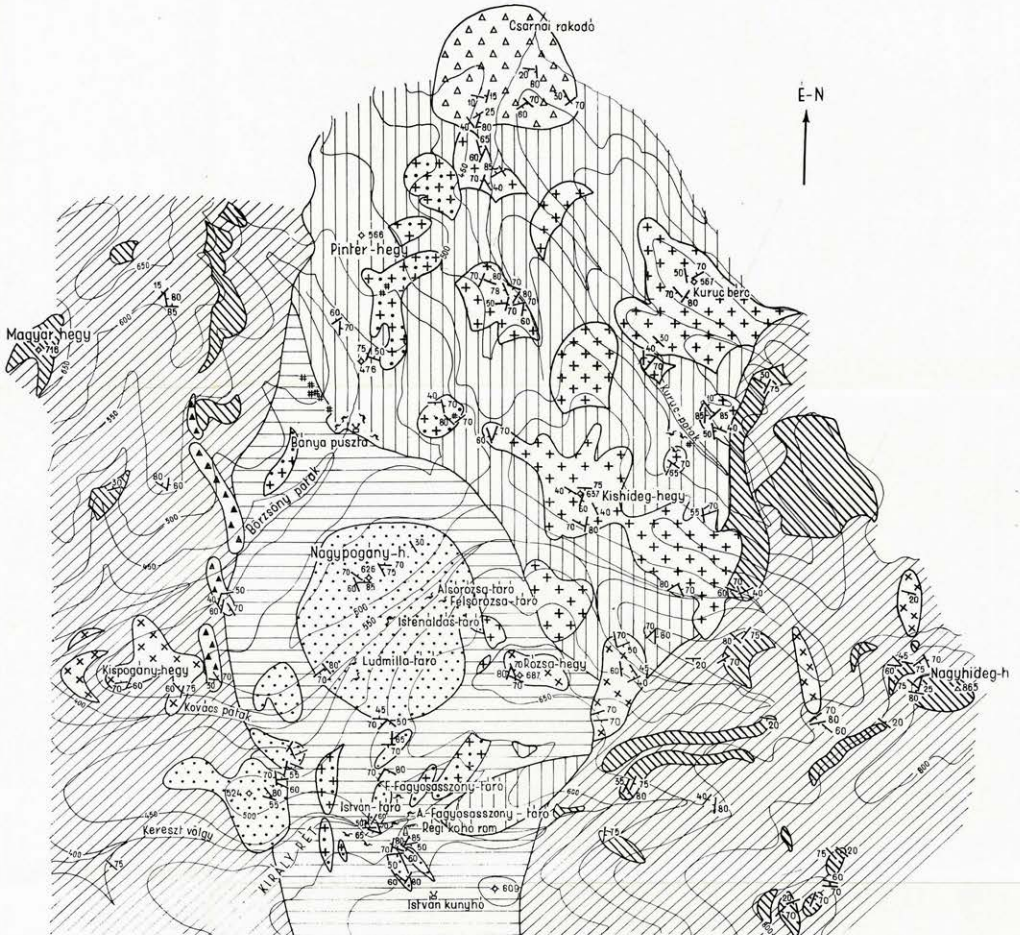
5. *Negyedkori takaró.* A hegység vulkáni képződményeit jelentős vastagságú nyiroktakaró fedi. A lankás hegylábakat és a völgyfeltöltéseket leszámítva anyaguk főként a helyi eruptív képződmény málladéka. Színe legtöbbször élénk vöröses, olykor lilásbarna, a szálban álló andezit vagy agglomerátum alapanyagára jellemző. A nyiroktakaró legtöbbször nem annyira vastag, hogy a képződményhatárok (főleg andezit és agglomerátum) morfológiai jelentkezését eltakarná. Meredek hegyoldalakat (pl. Nagypogányhegy) ma is mozgásban levő, csaknem talajnélküli kötenger borít.



# A NAGYBÖRZSÖNYI ÉRCESEDÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKEPE GEOLOGICAL MAP OF THE SURROUNDINGS OF NAGYBÖRZSÖNY ORE DEPOSITS

FÖLDTANILAG TÉRKEPEZTE : PANTÓ G. 1946.  
GEOLOGY BY G. PANTÓ 1946.

0 250 500m



a, KEZDETI MŰKÖDÉS - INITIAL ACTIVITY

- 1 Gránátos amfibol-kloroandezit  
Garnet-bearing amphibole chloro-andesite
- 2 Amfibol-kloroandezit  
Amphibole chloro-andesite

b, FŐ PAROXIZMUS - MAIN PAROXYSM

- 3 Piroxénos amfibolandezit aggregátum  
Pyroxenic amphibole andesite agglomerate
- 4 Piroxénos amfibolandezit  
Pyroxenic amphibole andesite

d, BEFEJEZŐ MŰKÖDÉS FINAL ACTIVITY

- 9 Elváltozott amfibolos (± biotit) andezit  
Altered amphibole (± biotite) andesite
- 10 Zöldamfibolos andezit  
Hornblende andesite

c, BESZAKADÁSOS MŰKÖDÉS - SUBSIDENCE ACTIVITY

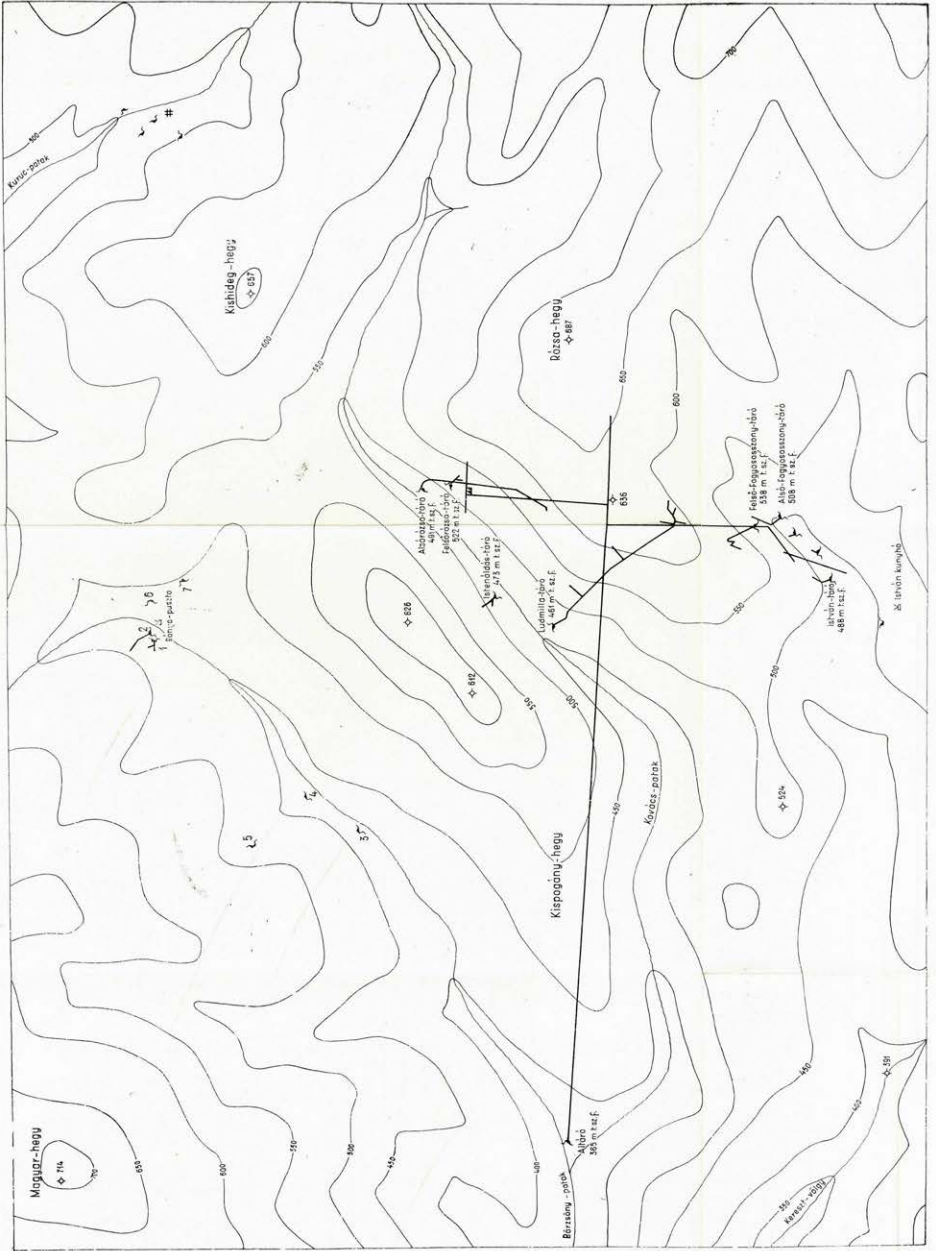
- 5 Biotit-amfibol-kloroandezit  
Biotitic amphibole chloro-andesite
- 6 Biotit-amfibolandezit  
Biotitic amphibole andesite
- 7 Biotit-amfibol-klorodácit  
Biotitic amphibole chloro-dacite
- 8 Amfibolos piroxénandezit  
Amphibolic pyroxene andesite

Δ<sub>50</sub> Diaklázis  
Partings

A NAGYBŐRZSÓNYI SZINESÉRCNKUTATÁS HELYSZÍNRAJZA  
INDEX MAP OF THE NAGYBŐRZSÓNY ORE PROSPECTS

1:50 000  
1:50 000

0 100 200 m



A hegység külső lábaira jelentős vastagságú lösz rakódott.

**6. Szerkezeti jellemvonások.** A hegység legfontosabb szerkezeti eleme minden bizonnyal az aljzat triász képződményeinek érintkezése a kristályos alaphegységgel, vagyis a Kisinócon áthaladó nagyjából K–Ny-i irányú vonal. Ennek jelentősége a vulkáni feltörés útjainak előkészítésében lehetett, de a többszáz méter vastag vulkáni képződményen későbbi elmozdulás síkjaként eddigi ismereteink szerint nem rajzolódik ki. A Szokolya környékén LIFFA által különösen gyakran észlelt K–Ny-i csapású vetőirányokat aligha hozhatja a mélyszerkezettel összefüggésbe (31).

Fontos szerkezeti iránynak látszik az ÉÉK–DDNy-i. Ez rajzolódik ki a feltételezett beszakadási szerkezet lehatárolódásában, a nagybörzsönyi ércesedés csapásában s LENGYEL szerint a diósjenői Kámor–Kőember, Magoshegy biotit-amfibolandezit vonulat elhelyezkedésében is (26). A határirányú ÉNy–DK-i felszakadásokat későbbi piroxénandezit telérek jelzik.

A szerkezeti irányok pontosabb megállapításához nagyszámú mérésadat statisztikus kiértékelésére volna szükség.

### III. A NAGYBÖRZSÖNYI ÉRCELŐFORDULÁS FÖLDTANI JELLEMZÉSE

A nagybörzsönyi ércelőfordulás fogalmában egybefoglaljuk mindazt az ércesedést, érces nyomot, melyek a Börzsöny középső részén, Nagyinóc–Nagyhideghegy–Csóványos gerintől DNy-ra, mintegy 7 km<sup>2</sup>-nyi területen eddig ismeretessé váltak, tekintet nélkül arra, hogy azokon 1948–56 között bányászati kutatás folyt-e vagy sem. Az ércesedés területe igen változatos közettani felépítésű s azon különféle mellékközetekhez kapcsolódva igen eltérő genetikai típusú és kifejlődésű ércetek, ill. ércnyomok jelennek meg. Ezeket eddig feltárult jellegeik alapján külön-külön kell tárgyalnunk és jellemeznünk, mert minden általánosítás téves következtetésekhez vezethet.

#### 1. A terület lehatárolása

A nagybörzsönyi ércelőfordulást Ny-ról a hegység Ny-i peremhegyeinek (Hegyeshegyorom–Magyarhegy–Várbükk), K-ról a Nagyinóc–Nagyhideghegy vonulatának piroxénes amfibolandezit lávaárrakkal jellemzett rétegvulkáni tömegei fogják közre (I. melléklet). Az ércesedés központjának a Rózsahegy (♠ 687) tömege tekinthető, az ércutatások a Keresztvölgy (Királyrét–Fagyosasszony), Kovácpatak (Ludmillatáró, Rózsabánya), Börzsönypatak (Bányapuszta) és Kurucpatak vízrendszeréből indultak ki (II. melléklet). A piroxénes amfibolandezit rétegvulkáni tömegek határolta ÉÉK–DDNy csapású „zöldköves” vulkáni képződményekkel együtt az ismert ércesedés határa D-en az Istvánkunyhó (♠ 609) hegyornál, É-on a Csarnai rakodónál vonható meg.

Piritbehintés és ismeretlen múltú kisebb bányászati kutatás e területen kívül is ismeretes, ezeket azonban a nagybörzsönyi ércesedés tárgyalásánál figyelmen kívül hagyjuk.

## 2. Földtani felépítés

### A) A VULKÁNI ÖSSZLET FÖLDTANA

A nagybörzsönyi ércelőfordulás térbeli elrendezése szerint főleg a „zöldköves” szubvulkáni vonulathoz kapcsolódik, ezért tárgyalásunk középpontjába ezt állítjuk. Főként a kőzetfácies az, ami ezt a „kaldera”-területet az ortoandezitrel, ennek valódi és ál-piroklasztikumával jellemzett környezetet szembeállítja. Itt hipovulkanitok az uralkodók, leggyakoribb a kloroandezit és dácit; földtani értelemben szubvulkáni tömegek, tömzs-, lakkolitszerű benyomulások összessége valódi piroklasztikum hiányával vagy az eddigi feltárások és vizsgálatok szerint ki nem mutatható csekély szerepével.

A terület térképezésekor, 1946-ban, agglomerátumnak minősítettük a vonulat elbontottabb, természetes feltárását nem nyújtó „alapanyagát” az akkori általános megítélés szellemében és lávaeredetet csak az ebből „kiugró” élesebb morfológiájú feltárásokkal jellemzett foltoknak tulajdonítottunk. Az altáró feltárása döntő megismerést hozott, ami különösen hasznos lett volna, ha szerzőknek módja nyílik arra, hogy szelvényét új szemlélettel részletesen megvizsgálják. Erre, sajnos, nem volt alkalom, így értékelésüket KISVARSÁNYI G. – HERRMANN M. részletes bányaföldtani felvételére és kőzetvizsgálatára (18), GÖBEL E. – KISS D. fényképeire és a hányóanyag személyes vizsgálatára kell felépitniük.

#### a) Kezdeti működés termékei



1. ábra. Gránátos amfibolandezit „agglomerátum”, altáró

Figure 1. Garnet-bearing amphibole-andesite „agglomerate”, adit

Az altáró KISVARSÁNYI szerint a kezdetétől tartó piroxénes amfibolandezit réteg vulkáni összletből kijutva zöldamfibolos andezittel harántolása után 530 m-nél „zöldkövesedett gránátos amfibolandezitből és agglomerátumból” álló összletbe jutott. Az altáró e szakaszáról gyűjtött minták mindegyike gránátos amfibolandezit jobban vagy kevésbé elbontott darabjának bizonyult. Az eredetileg sötét ibolyásszürke kőzet repedéshálózat mentén érvényesült kőzetlebontás során világos vörösré, néhol zöldesre, szélső esetben rózsásfehérre fakult s a különböző lebontású részek foltos elrendezése kölcsönzött a kőzetnek agglomerátumszerű külsőt (1. ábra). Valójában itt nem valódi piroklasztikummal, hanem pszeudoagglomerátummal állunk szemben.

Ezt a megállapítást nem vetíthetjük ki a nagybörzsönyi ércelőfordulás területén térképezett zöldkövesedett amfibolandezit agglomerátum távolabbi részeire. A gránátos amfibolandezit nem látszik elterjedt kőzetfajtának a területen. Felszíni térképezéssel egyetlen foltját sem sikerült megállapítani – éppen a kőzet elbontott volta miatt. A Kis-

pogányhegy dácitáltörésének két oldalán, ahol az altárószelvény adatai szerint a gránátos amfibolandezit-*pszeudoagglomerátum* felszínre léphet, a nyirok feltűnő vöröses színeződése, sőt kimállott gránát szemek gyakorisága már **LIFFA** figyelmét magára vonta, de andezitfolt kijelölését **PANTÓ** részletes térképezése során egyetlen felszíni adat sem tette indokolttá. A „zöldköves” vonulat felépítését tekintve az altáró ezen igen fontos adatát figyelembe kell vennünk s a felszíni térképezés feltárás híján morfológiai alapon kijelölt *agglomerátum-foltjainál* is felmerülhet a gyanú, hogy esetenként elbontott andezit felszíni kibúvásaival állunk szemben.

A gránátos amfibolandezit kispogányhegyi megjelenése az érces vulkáni terület felépítése és kialakulási sorrendje szempontjából igen lényeges. A gránátos amfibolandezit *pszeudoagglomerátumos* jellegű oxi-kloro-lebontását endo-metavulkáni folyamatnak tekinthetjük, ami „kalderán belüli” helyzetével jól összeegyeztethető. Ezt leszámítva, a kiindulási közetről feltehetjük, hogy ortoandezit volt, a K-i hegységperem felső-helvéti gránátos amfibol (biotit) andezitjéhez hasonló kifejlődésű (26, 27). Hogy ezt korjelző üledékes érintkezés nélkül is a börsönyi vulkánosság kezdeti működéséből származtassuk, közettani azonosságon kívül a Dunazughegység hasonló gránátos képződményeivel (**ZELENKA**, 85) egyező települése is támogatja.

Az altárószelvényből az is világosan kitűnik, hogy a Nagypogányhegy – Rózsahegy biotit-amfibol – klorodácitja fiatalabb áttörés jelleggel és körülmönségre utaló földtani különállással jelenik meg a gránátos andezit *pszeudoagglomerátumban*. Utóbbiban tehát joggal láthatjuk azt a – „kalderán belül” különösen erős lebontás révén átjárhatóvá, kiszoríthatóvá vált – idősebb „szubsztrátumot”, mely a benyomuló kloro-hipomagnatitokat könnyen befogadta.

A felszíni térképezés alapján a gránátos amfibolandezit valóságos elterjedését pontosan megállapítani nem tudjuk. A földalatti feltárások adatainak óvatos kivetítésével feltesszük, hogy a kezdeti működés *pszeudoagglomerátum*-má bontott – gránátos vagy gránátmentes – amfibolandezitje szerepel „kötőanyagként” a felszínen és földalatti önálló benyomulásként jelentkező klorohipovulkanitok között a Bányapuszta és Istvánkunyhó között. Nem zárható ki teljesen a kezdeti működés termékeinek „köztes” megjelenése a „kalderaterület” ezen kívüli részein sem, azonban mind a Nagyhideghegy – Kurucbérc, mind a Pintérhegy környezetének, feltárások tanúsága szerint egységes alkotású biotit-amfibolandezit tömegei egy-egy önálló intrúzióra utalnak, melyen belül csak az utólagos, endo-meta lebontás alakította ki az enyhébb morfológiával (feltárások hiányával) jelentkező, eredetileg *agglomerátumnak* térképezett szakaszokat. Ezen a területen az eredetileg is andezitnek jelölt épőbb magok korántsem különülnek el olyan élesen az „*agglomerátum*”-szerű köztes anyagtól, mint a Bányapuszta – Istvánkunyhó közötti területen, így feltesszük, hogy a kezdeti működés *pszeudoagglomerátum*má bontott anyagát ezen a területen a beszakadásos működés nagy, egységes intrúziói csaknem teljesen kiszorították vagy felemésztették.

b) *Fő paroxizmus*

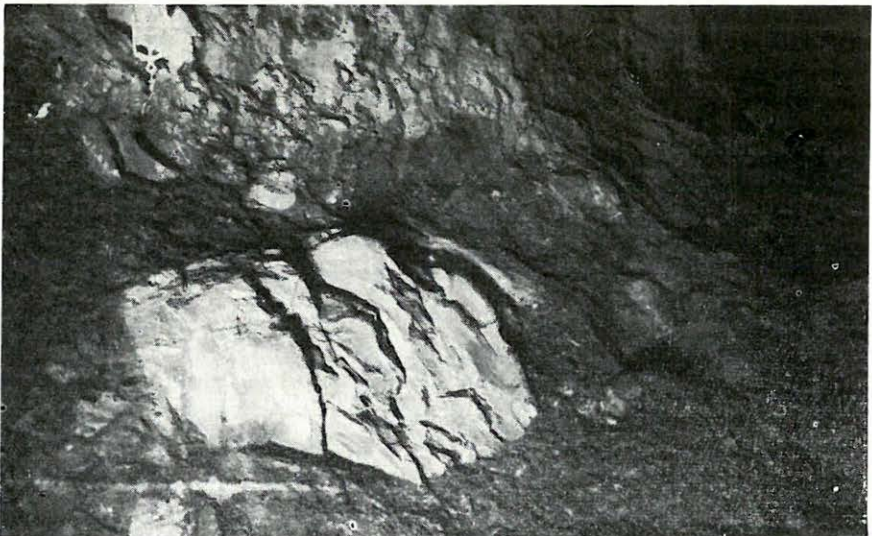
A Börzsöny tortónai vulkánosságának leghevesebb és legszaporább anyag-termelésű középső-tortónai szakasza a nagy kiterjedésű piroxénes amfibolandezit vulkáni összletet alakította ki. Ez a Börzsöny legmagasabb gerincét alkotó, nagy területen egyveretű, meglepően éles vulkáni alakzatokat őrző képződmény. Kőzetét általános utóvulkáni átalakulás nem érte. A rétegvulkáni összlet jelentős tömege a térképezés adatai szerint agglomerátum. Legtöbb feltárásában osztályozatlan, rétegzetlen vulkáni törmeléknek bizonyult, amelyben **KISVARSÁNYI**–**HERRMANN** nemcsak a rétegvulkáni szakasz jellegzetes kőzetét, a piroxénes amfibolandezitet, de kloroandeziten és dáciton kívül a hegység csaknem valamennyi andezitfajtáját megtalálták apróbb-nagyobb tömbök, lapillik alakjában (18), (2., 3. ábra).



2. ábra. Piroxénandezitagglomerátum, altáró

Figure 2. Pyroxene-andesite agglomerate, adit

A piroxénes amfibolandezit lávatakaró-fosztlányok, -nyelvek mindig felszíni lávaömlés-jellegűek. Az ércesedés központját magába foglaló „zöldköves” szubvulkáni vonulat közvetlen szomszédságában nagy összefüggő piroxénes amfibolandezittömegeket nem találunk, a lávaárak vékonyak, szabálytalanul eldaraboltak.



3. ábra. Piroxénandezitagglomerátum, altáró

Figure 3. Pyroxene-andesite agglomerate, adit

c) *Beszakadósos működés*

„Zöldköves” jellegű kloro-hipomagmatitok szubvulkáni tömegeinek a börsönyi fő paroxizmust követő feltörése és zárt csoportosulása a vulkáni működés központi területén jelentős vulkanotektonikus beszakadással jellemzett működésre utal. A „zöldköves” fációsú szubvulkáni tömegek üledékes képződményekkel az eddig ismert feltárások szerint sehol sem érintkeznek, így e működés időhatárai a középső-törtónai és szarmata között pontosan nem rögzíthetők és termékei fellépésének időrendje is csak hozzávetőleg állapítható meg. Az idesorolt képződmények inkább fációs, mint kor szerinti elhatárolásából következik, hogy ezek benyomulása már megindulhatott, amikor még a „kalderán kívül” fő paroxizmus jellegű működés folyt és elhúzódhatott még a befejező működés idejére is.

A „kalderaterület” É-i részén szorosan egymás mellé illeszkedő hatalmas nagyhideghegy – kurucbérci és pintérhegyi biotitamfibol – kloroandezit (dácit) tömzsök benyomulását a szakasz elejére soroljuk. Ércesedés tekintetében ezeket az intruziókat csak pirithintés (Kurucpatak, Juhakol) jellemzi.

A beszakadási szerkezet mélyebb szintjeiben végbemenő, transzvizaporizációs mechanizmusú kontamináció, differenciáció és mobilizáció későbbi termékeit látjuk a Pogányhegy – Rózsahegy – Istvánkunyó tagoltabb és mállóbb biotit-amfiboldácit (andezit), majd ezt követően a befejező működés termékeihez átvezető amfibolos piroxénandezit benyomulásaiban. A még szélesebb skálán differenciált összetételű hipo- és hemiorto magma itt lakkolit, telér vagy tepletelenszerű kisebb tömegekben járta át a bontott felső-helvétí pszeudoagglomerátumot. Az érces képződmény zömét az időrendben utolsó két tag, a pogányhegyi biotitamfibol, klorodácit és amfibolos piroxénandezit benyomulásával hozzuk időrendi és esetleg leszármazási kapcsolatba.

d) *Befejező működés*

A börsönyi vulkánosság végét jelző telérképződés ortomagmatitokkal jelentkezik a területen, melyekhez már sem utóvulkáni hatás, sem ércképződés nem kapcsolódik. A kőzetléretek térbeli eloszlása a vizsgált területen kifejezetten beszakadási szerkezet szegélyéhez, a határtörésekhez kötöttségről tanúskodik.

E képződmények „legfiatalabb” voltát nemcsak elhelyezkedésük bizonyítja, de kőzettani egyezésük is meglepő a selmec-körmöci vulkánosság utolsó – a szlovák geológusok megítélése szerint a pannonba átnyúló – szakaszának termékeivel (Čifari).

## B) A KŐZETFAJTÁK JELLEMZÉSE

Az ércutatási terület kőzetfajtainak ismertetését az előbb kifejtett fációs-(szakasz) beosztás szerint adjuk meg:

## a) Kezdeti működés

## α) Gránátos amfibol – kloroandezit

## b) Fő paroxizmus

- α) Piroxénes amfibolandezit agglomerátum
- β) Piroxénes amfibolandezit

## c) Beszakadásos működés

- α) Biotit-amfibol – kloroandezit
- β) Biotit-amfibolandezit
- γ) Biotit-amfibol – klorodácit
- δ) Amfibolos piroxénandezit

## d) Befejező működés

- α) Amfibolos augitandezit
- β) Elváltzott amfibolos (biotit) andezit (Csarna)
- γ) Zöldamfibolos andezit

## a) Kezdeti működés

α) *Gránátos amfibol – kloroandezit.* A nagybörzsönyi ércelőfordulás legkülönösebb, a vulkáni fejlődésmenetet érintő legtöbb problémát felvető képződménye. Az altáróban harántolt szakasz tömeges típusait HERRMANN M. beható mikroszkópi vizsgálat alapján készített leírása jól jellemzi (18): „Vöröses, ritkábban zöldes árnyalatú tömött kőzet, szabad szemmel is látható (5×4 mm) földpátokkal, amfibollal (5×3 mm) és gránát szemekkel (4×4 mm). Lényeges elegyrészei: plagioklász, barna amfibol és almandin-gránát. A plagioklászok savanyú andezin- és andezin-összetételűek. Általában frissek, épek. A bazaltos amfibolkristályok hol erősebben, hol gyengébben alakultak át. A kőzetanyag sok almandint és hematitpikkelyt tartalmaz.”

Az alapanyag kifejlődése szerint két, makroszkóposan is megkülönböztethető fajtát lehet elkülöníteni. A pilotaxitos alapanyagú változat mélyvörösebb színű, amfibolbeágyazásai nagyobbak s általában erősebben oxidált. A hialopilitis alapanyagú változat szürkés, olykor a kloritosodás folytán zöldes árnyalatú, beágyazásai apróbbak. A zöldkövesedés rendszerint vetődések, ércsinórok környezetében erőteljesebb.

KISVARSÁNYI G. és HERRMANN M. fenti jellemzését nem sokkal egészíthetjük ki. A vizsgálatok a harántolt kőzettömeg legépebb, bizonyosan lávaeredetű tömegeire vonatkoztak. Az altáró teljes „zöldköves gránátos amfibolandezit”- és „agglomerátum”-áról sem részletesebb szelvény, sem gazdagabb gyűjtés nem áll rendelkezésünkre. Valószínű, hogy a képződmény törési hálózattal átjárt, elbontottabb szakaszain a SZÁDECZKY értelmezése szerinti pszeudoagglomerátummal állunk szemben.

A kőzetlebontások és átalakulások változatos sora – melyekről pontosabb részletvizsgálat nem készült – az eredeti kőzetanyag egyes részeit még többfelével, még különbözőbb megjelenésűvé tette. Az átalakulás nem nevezhető jellegzetes, vagy határozott zöldkövesedésnek, legtöbbször a kőzetanyag telesebb lebontásával, sőt kicserélésével (erős kalcitosodás) járt együtt.



b) *Fő paroxizmus*

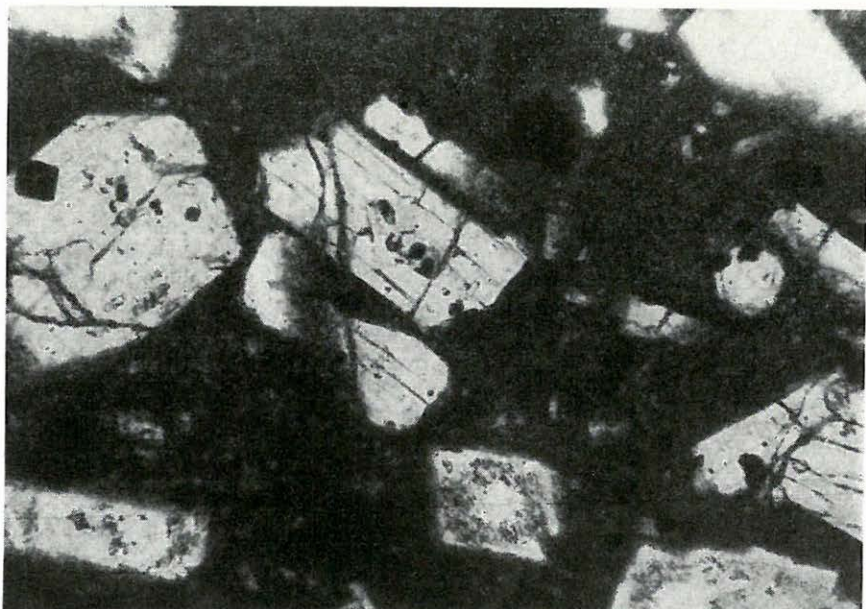
*α) Piroxénes amfibolandezit agglomerátum.* A fő paroxizmus vulkáni összetételének az ércelőforduláshoz kapcsolódó részén a legelterjedtebb, legnagyobb tömegben jelentkező képződmény. Mint agglomerátum, egy alkalommal sem került olyan alapos vizsgálat alá, mint a lávaeredetű kőzetek. Természetes feltárásai (Magyarhegy, Nagyhideghegy) sokkal jobbak és gyakoribbak, mint a kalderaterület feltételezett agglomerátumos alapanyagáé, de távolról sem elegendők ahhoz, hogy a képződmény viszonylagos egyneműségéről, változatok elkülöníthetőségéről s ezek területi elterjedéséről képet alkothassunk.

A terület legtöbb részén laza, hólyagos alapanyagú, rétegzetlen, kevert vulkáni kőzettel állunk szemben, melyben a piroxénes amfibolandeziten kívül más andezitfajták, sőt a környéken felszínről egyáltalán nem ismert andezitfajták is megjelennek.

KISVARSÁNYI G. — HERRMANN M. megfigyelése szerint a piroxénes amfibolandezit agglomerátum bombái-lapillijai között a következő kőzetfajták szerepelnek: gránátos amfibolandezit, biotit-amfibolandezit, amfibolos hiperszténandezit, amfibolandezit (18). Értesülésünk szerint LIFFA A. — VIGH GY. felvétele során is történt anyaggyűjtemény a bombák kőzettani megoszlásának vizsgálatára, azonban ennek kiértékeléséről adat nem maradt fenn.

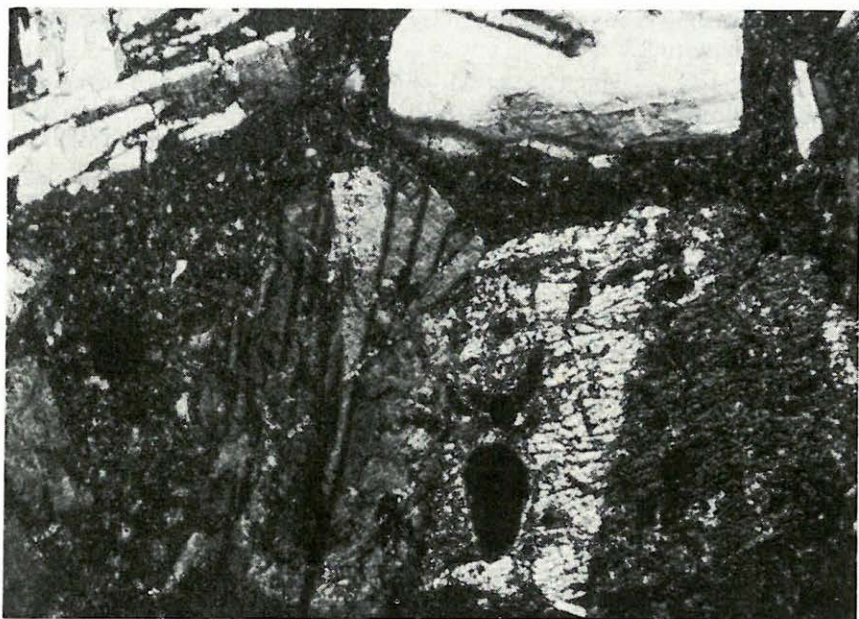
Az agglomerátumon mélyreható kőzetelbontást nem találunk.

*β) Piroxénes amfibolandezit.* A fő paroxizmus vulkáni összetételének legelterjedtebb, nagyjából egységes kifejlődésű kőzete. Kisebb-nagyobb tömegei túlnyomórészt felszíni lávafolyásokból való eredetét tükrözik.



4. ábra. Piroxénes amfibolandezit. (Földpát, hipersztén, augit.) Magyarhegy. || Nik. 55×  
Figure 4. Pyroxenic amphibole-andesite. (Feldspar, hypersthene, augite.) Magyarhegy.

HERRMANN M. jellemzése pontosan állítja elének a kőzetet: „Szürke, friss megtartású, tömött kőzet. Sok fehér földpátot (max.  $4 \times 2$  mm) és fekete amfibolt (max.  $3 \times 2$  mm) tartalmaz. Szövege, elegyrészeinek nagysága és mennyiségi aránya változatos. Lényeges elegyrészei: plagioklász, amfibol, hipersztén, monoklin piroxén (diopszidos augit) sok magnetittel. *Plagioklászai* üdék, Antartalmuk 26–37%. A beágyazások között több az amfibol, mint a piroxén, ezzel szemben az alapanyagban több a piroxén-kristályka. Az *amfibolok* általában elbontottak (max.  $1,5 \times 0,5$  mm), helyenként zöldamfibolnak határozhatók. Hiperszténjei aprók, szemnagyságuk felső határa 0,2 mm, pleokroizmusuk szerint ensztatitba hajló típusúak. A diopszidos augit ép, pleokroizmusa alig észrevehetően halványzöldes (max.  $1 \times 0,5$  mm)” (4., 5. ábra).



5. ábra. Amfibolos hiperszténandezit. Földpát, augit. Altáró D-i főharánt 226 m. + Nik 55×  
 Figure 5. Amphibolic hypersthene-andesite. (Feldspar, augite.) Adit main southern cross-cut  
 226 m. + Nic. 55×

Ez a kőzetfajta nincs közelebbi kapcsolatban az érccel. Fő elterjedése – eddigi ismereteink szerint – a rétegvulkáni összlet magasabb szintjeihez kötött.

### c) *Beszakadós működés*

α) *Biotit-amfibol–kloroandezit*. Kőzettani jellemzésénél a teljesen vagy részlegesen elkloritosodott biotit-, ill. amfibolszemek jelenlétét emelhetjük ki általános jellegként. A kőzet szövege, a beágyazások mérete, mennyisége a rendelkezésre álló vizsgálati anyag alapján roppant változó. A csaknem teljesen kristályos fajtától, melyben a több mm-es beágyazások szinte egymást érik, a ritkán hintett, apró beágyazásokig mindenféle átmenetet megtalálunk.

A beágyazások elrendeződése többnyire szabálytalan. Az erősen megbontott plagioklászokon a zónásság, ikerlemezeség néhol még felismerhető. Oligoklász-andezin összetételűek.

Az alapanyag erősen átalakult, zavaros, sűrű piritbehintésű.

β) *Biotit–amfibolandezit*. A nagybörzsönyi ércelőfordulás É–D közép-vonalában jelennek meg a biotit-amfibolandezit áttörései. Szövete holokristályos porfíros, hatalmas porfíros beágyazásokkal. Az elegyrészek, elsősorban a földpátok kiválásában három nagyságrendet (nagy porfíros beágyazások → apróbb porfíros beágyazások → mikrolitok) eddigi megfigyeléseink szerint csak a biotit-amfibolandezitben tapasztaltunk, így a kristályosodás hármas szakasza ennek feltörési mechanizmusára jellemzőnek látszik (6. ábra.)

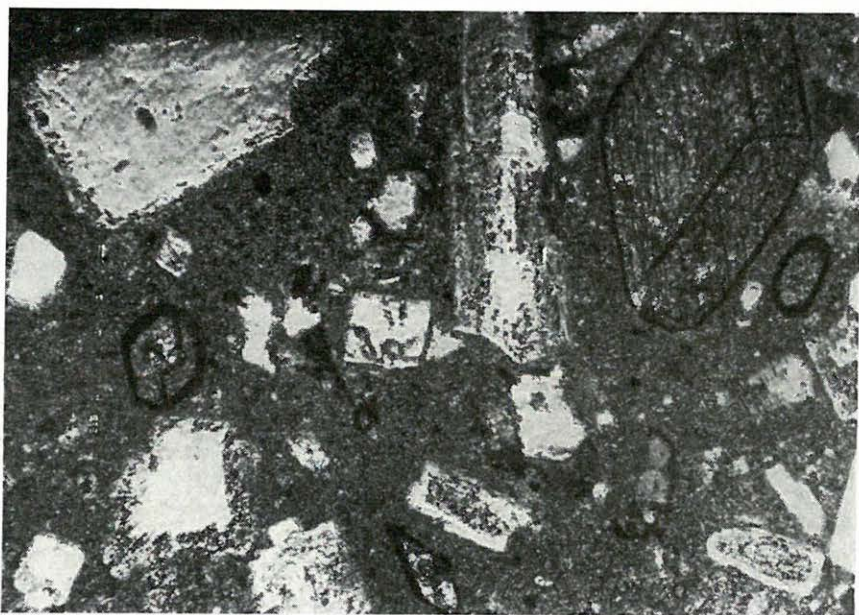


6. ábra. Biotitandezit. Rózsahegy (Felső Fagyosasszonytáró felett). || Nik. 55×  
Figure 6. Biotite-andesite. Rózsahegy (above Felső Fagyosasszony-gallery).

γ) *Biotit–amfibol–klorodácit*. Az ércelőfordulás környékének legjellegzetesebb, hatalmas, lakkolitszerű tömegekben egyenletesen kifejlődött kőzete. Jellemzését HERRMANN M. leírásából idézzük (18). „Szabad szemmel zöldes árnyalatú, szürke, tömött kőzet, nagy földpátokkal (max. 7×6 mm) és amfiboloszlopokkal (max. 5×1 mm); szövete holokristályos porfíros; alapanyagának átlagos szemnagysága 0,02×0,02 mm. Lényeges elegyrészek: földpát, kvarc, amfibol, biotit. Földpátjai ritkán szanidinek, általában oligoklász-andezin-andezin összetételű *plagioklászok*. Kvarc főként az alapanyagban van, ritkábban porfírosan is észlelhető (max. 0,8 mm). A *zöldamfibol* nagyrészen elbomlott, helyenként teljesen átalakult, magjában gyakran magnetit, kalcit, másodlagos kvarc foglal helyet. A *biotit* kevésbé bontott, gyakran eredeti pleokroizmusa is megfigyelhető (max. 0,7×0,8 mm). Bomlási terméke gyakran

*delesszitszerű klorit. Ritkán gránátot is tartalmaz. A porfiros elegyrészekben apatit-, cirkon-, magnetit-zárványok találhatóak.*

Ez a leírás, mely számos csizolat átvizsgálása alapján az altáróban harántolt dácittestekről készült, a felszínen távolabb ismert dácittömegeket is jól jellemzi. A kőzet szövete általánosan holokristályos porfiros, a porfiros beágyazások mérete ritkán lépi túl, vagy marad alatta a felsorolt értékeknek. Az átlagos összetétel eltolódása savanyú irányban a kvarcbeágyazások viszonylagos felszaporodásában mutatkozik. A bázisosabb, az andezitösszetételhez még közelebb álló kőzetrészeket sötétebb, magnézitszemekkel hintett alapanyag jellemzi (7. ábra).



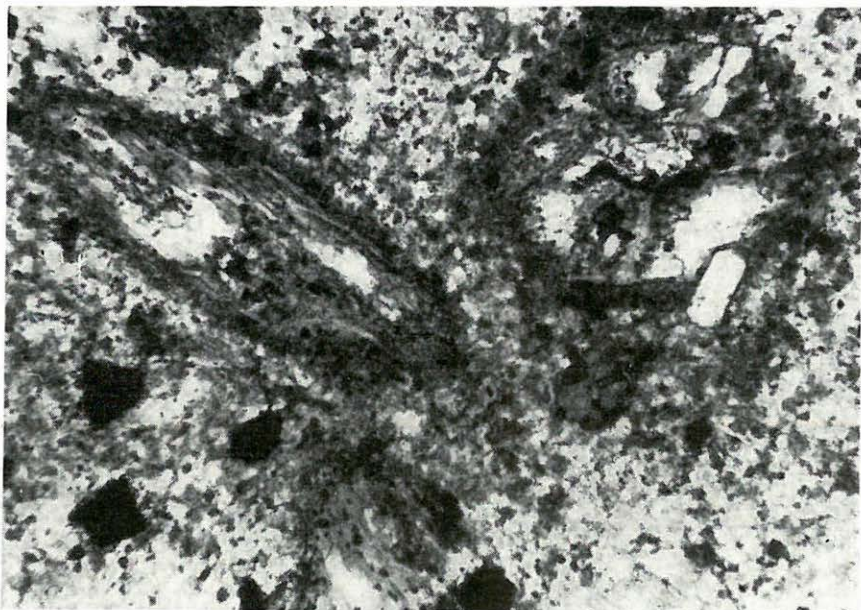
7. ábra. Dácit. Kovácsvölgy. || Nik. 55×

Figure 7. Dacite. Kovácsvölgy.

A dácittömegek jelentős részét mélyreható kőzetlebontás és átalakulás érte. Ezek egyrésze a kőzetképződés kísérőjelenségeként fogható fel, másrésze utólagos, hidrotermális hatás eredménye (8. ábra). Pontos és következetes különválasztásuk nem történt meg. A kétféle, egymást fedő hatás („zöldkövesedés”, „kaolinosodás”, „kovásodás”) az ércesedés központján kívül különül el jobban, itt viszont kellő terjedelmű feltárás nem tette lehetővé a kérdés beható vizsgálatát.

KISVARSÁNYI a bányafeltárásokon elsősorban az ércesedést kísérő hidrotermális kőzetlebontást vizsgálta, ennek jellemzésére 5 fokozatot állított fel. Az érces hasadékoktól távolodva mindenütt csökkenő erősségű lebontást lehetett megfigyelni. KISVARSÁNYI a dácit hidrotermális lebontás-fokozatait a következőképpen jellemzi:

1. Rejtett elbontás, a földpátok épek, a zöldamfibol is csaknem ép.
2. A zöldamfibol teljesen átalakult, nagyrészt magnetittal, kalcittal kitöltött átalak. A biotit pleokroizmusa jól megfigyelhető, helyenként kezdődő kloritosodás. A földpátokon szericitedés, kalcitosodás nyomai.
3. A színes elegyrészek erősen elváltoztak, a földpátok szericitedtek, kalcitosodtak, esetleg kaolinosodtak.
4. A földpátok kaolinosodása, kalcitosodása annyira előrehaladt, hogy eredeti kioltása alig észlelhető. A színes elegyrészek körvonalai sejthetők mindössze. Az alapanyagban sok a másodlagos kvarc. A kőzet szövete felismerhető.
5. A földpátok és az alapanyag kaolinosodott, kovásodott. A színes elegyrészek kilúgozódtak, vastartalmuk piritbehintésben maradt vissza. A kőzet eredeti szövete nem ismerhető fel.



8. ábra. Dácit (bontott). Altáró 1250 m. || Nik. 55×

Figure 8. Dacite (altered). Adit 1250 m.

A fokozatok felállítására a biotit-amfibol – klorodácit hidrotermális lebontásában egyértelmű tájékozódást tesz lehetővé bányafeltárások, ill. területrészek között. Az egyes fokozatok nem határolódnak el élesen egymástól, így elterjedésük, megoszlásuk pontos kijelölése sem a vágatszelvevényeken, sem a külszíni földtani térképen nem volt lehetséges.

A 3., 4., 5. fokozatoknál említett „kaolinosodás”-on az eddigiek során ásványtanilag nem mindig tisztázott agyagásványos lebontást értünk. Az ércesedést kísérő hidrotermális agyagásványképződést az ércetek tárgyalásánál ismertettjük.

δ) *Amfibolos piroxéndezit*. A „kalderán belüli” és „kalderaszegélyi” vulkáni összetétel legelterjedtebb kőzete, mely az ércelőfordulás környékére különösen jellemző. Ez a kőzetfajta, a zöldkőves fáciesű vulkáni képződményeket átjárva, az ércesedés egyik mellékkőzeteként szerepel. A telér-tömszerű andezitáltörés alaptípusa. A rózsahegy-i kőzettömegben belül több, eltérő ki-

fejlődésű kőzetfaját ismertünk meg az ércesedés közvetlen közelében. Hasonló méretű mesterséges feltárásunk a hegység egyetlen más amfibolos piroxénandezittömegéről sincs. Egyelőre nem dönthető el, hogy azoknál is fennáll-e a „típuskeveredés”, ami már SZABÓ J.-nek is feltűnt, vagy ez a Rózsahegy sajátossága s okainak az ércesedés idekapcsolódásában is része volt.

Először az előfordulás területére általánosan jellemző alaptípust ismertetjük HERRMANN M. gondos leírása szerint (18): „Sötétszürke, tömött, friss kőzet, szabad szemmel is látható színes elegyrészeinek mennyisége nagyobb, mint a földpátoké. Pilotaxitos alapanyagában sok földpát és magnetit található. Lényeges elegyrészei: plagioklász, piroxén (főként hipersztén, de közönséges augit is), kevés bazaltos amfibol. A *plagioklászok* (max.  $2 \times 1$  mm) An-tartalma 35–40%. A *piroxének* mennyisége és szemnagysága ( $1 \times 0,25$  mm) nagyobb a kissé megtámadott amfibolokénál. A monoklin piroxének szinte lenek, a rombosak enzstatitba hajlók, alig észrevehető pleokroizmussal. Az *amfibol* bazaltos, melyben sok a hematitzárvány. A színes elegyrészek általában megtámadottak, a hiperszténezen szerpentinesedés, a bazaltos amfibolon ércesedés, ill. érckeret figyelhető meg.”

MIKÓ L. a bányafeltárásokban feltárt ércmellékkőzet gondos vizsgálata alapján a földtanilag bizonyára egységes amfibolos piroxénandezittömegben belül térben elkülönülő és főként a színes elegyrészek arányával jól jellemezhető változatokat állított fel. Az aprólékos vizsgálat eredményeinek jelentősége nem abban áll, hogy a leírt kőzetfajták számát szaporítja, hanem a kőzetképződési feltételek földtanilag aránylag szűk határok között is lényeges, egy-egy térfogatrészre egyértelműen jellemző különbségeire mutat rá. Ezekre, mint pontos, bányavágatokban rögzített megfigyelésekre érdemesnek látszik utalnunk még abban az esetben is, ha mélyebb kőzet-, ill. ércgenetikai összefüggéseit pillanatnyilag nem ismerjük.

Az elkülönített kőzetváltozatok a következők:

- $\delta_1$ ) Amfibolos-augitos hiperszténandezit
- $\delta_2$ ) Amfibolos-hiperszténes augitandezit
- $\delta_3$ ) Biotitos-amfibolos augitandezit

$\delta_1$ ) *Amfibolos-augitos hiperszténandezit*. A Rózsahegy amfibolos piroxénandezittömegének legelterjedtebb változata, melyben hipersztén az uralkodó piroxénfajta. Az altáró ebben haladt 1458 m-től a vájvépig, az É-i harántvágat a Rózsakaig, a D-i harántvágat 314 m-ig (Fagyosasszonyvető). A kőzet a bányafeltárásokban többnyire erősen elbontottnak, „kaolinodott”-nak mutatkozik, a harántvágatoknak az altárótól távolabb eső részein találunk 5–20 m-es kevésbé elbontott szakaszokat.

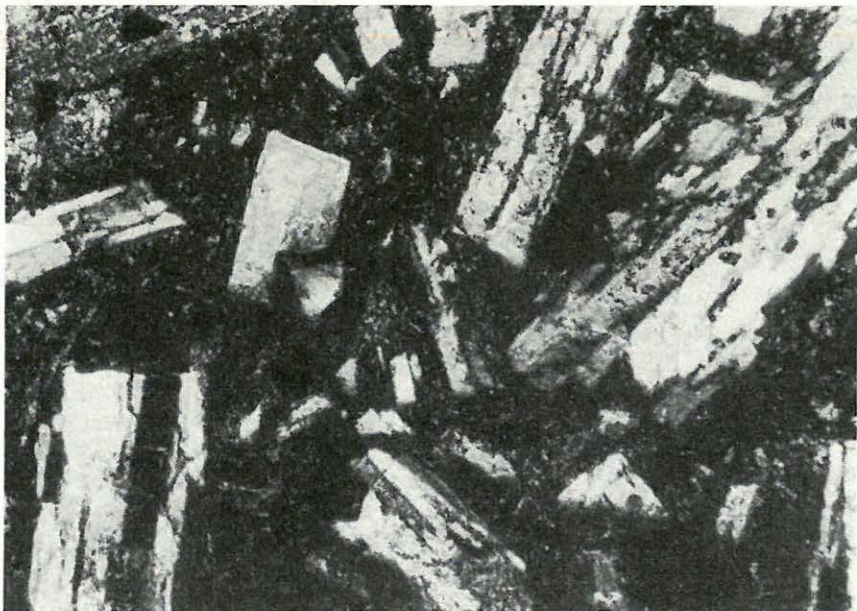
J e l l e m z é s e: Sötétszürke, tömött, aprószemű kőzet. Szöveve pilotaxitos. Lényeges elegyrészei: plagioklász, hipersztén, augit, barna és zöld-amfibol, magnetit. A plagioklász-beágyazások (átlagosan  $0,7 \times 0,3$  mm) HERRMANN M. adatainál bázisosabbaknak, nagyjából labrador-összetételűeknek mutatkoztak. A túlsúlyban levő hipersztén-beágyazások az augitoktól nagyságra (átlagosan  $0,8 \times 0,3$  mm) nem különböznek. Legtöbbször erősen kloritosodtak. A barna és zöldamfibolok érckeretesek, bontottak. Gyakoriak a magnetiszemek és a kőzet elbontásának arányában szaporodik fel a piritbehintés.

Az amfibolos, hiperszténes piroxénandezittömeg D-i szélén biotit jelenik meg, valószínűleg az egységes andezittömeg szegélyi kifejlődéseként. A kőzet erős elbontottsága nem tette lehetővé az átmenet pontosabb vizsgálatát, vagy a biotittal jellemezhető kőzettömeg elhatárolását.

$\delta_2$ ) *Amfibolos-hiperszténes augitandezit.* Az amfibolos piroxénandezit különösen augit-dús változatát ismerjük az altáró D-i harántvágatából a 325. m-től kezdődően, s összefüggően folytatódik az innen induló DNy-i vágat 60. méteréig. Ugyanez a változat a Felső és Alsó Fagyosasszonytárók mellékkőzete is.

Az augitos piroxénandezit-változat bányászatiilag feltárt tömegét nem érte olyan erős lebontás, mint az előbbi változatot. Jellemző rá, hogy uralkodóan apróbb szemű, tömöttebb s kevesebb benne az amfibolbeágyazás.

**Jellemzése:** Sötétszürke, tömött, apró szemű kőzet, szövete pilotaxitos, helyenként folyásos rendeződéssel. Lényeges elegyrészei: plagioklász, augit, hipersztén, amfibol, magnetit. A plagioklász-beágyazások (átlagosan  $0,5 \times 0,2$  mm) között olykor kétféle méretosztályra különíthető el:  $0,3 \times 0,1$  mm és  $0,7 \times 0,2$  mm értékhatárokkal. A plagioklászok összetétele ennél a változatnál is bázisosabbnak adódik a korábbi vizsgálatokhoz (18) képest. A piroxénfajták – augit túlsúllyal – azonos nagyságrendű beágyazásokban jelennek meg. Gyakori az augit és hipersztén összenövése. A hipersztén többnyire erősebben bontott (9. ábra). Az amfibol viszonylag alárendelt, egykori jelenlétéről csak érces, kloritos átalakok tanúskodnak.



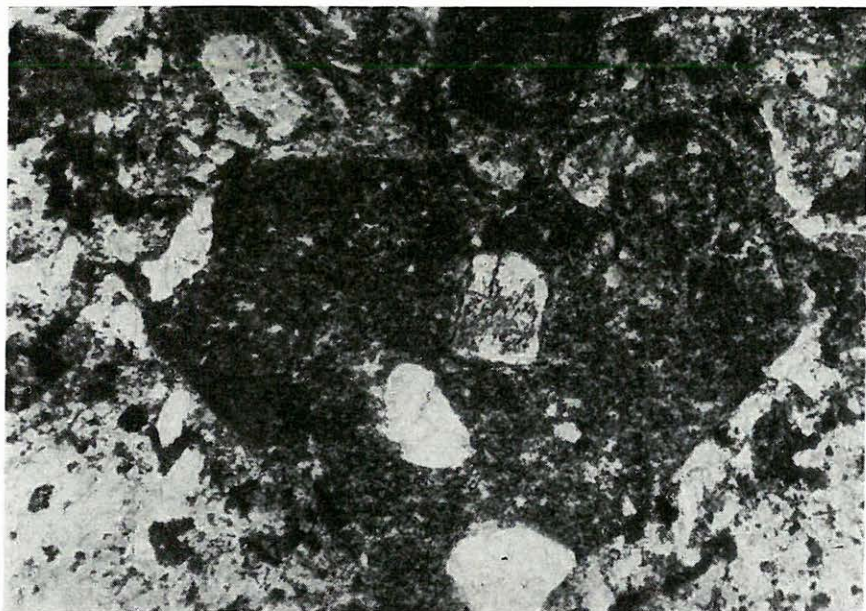
9. ábra. Amfibolos-hiperszténes augitandezit. (Földpát, augit, hipersztén.) Felső Fagyosasszonytáró 88. m. p. + Nik.  $55 \times$

Figure 9. Amphibolic-hypersthenic augite-andesite. (Feldspar, augite, hypersthene.) Felső Fagyosasszony-gallery. Reference plug 88.

$\delta_3$ ) *Biotitos-amfibolos augitandezit*. Altárószinti feltárásaink legdélibb részén, a D-i harántvágat DNy-i vágata a 60. m-től kezdve fokozatos átmenettel az előbbi, augitos piroxénandezitváltozattól biotitos változatba jut és abban halad 180 m hosszúságban. A két kőzetváltozat fokozatos átmenete is arról tanúskodik, hogy egységes olvadékból képződtek s a kőzetté válás különböző feltételeiben, esetleg beolvastásban kereshetjük az eltérő kifejlődés okát. A biotitos változat jelentős tömege arra vall, hogy bizonyos határokon belül a kőzetképződés körülményei kiegyensúlyozottak.

**Jellemzése:** Sötétszürke kőzet, előbbieknél nagyobb porfirós beágyazásokkal. Szövege pilotaxitos. Lényeges elegyrészei: plagioklász, hipersztén, augit, zöldamfibol, biotit. A plagioklász-beágyazások között  $0,6 \times 0,2$  mm szemnagyság az uralkodó. Mennyiségük gyakran kisebb a színes elegyrészeknél. A piroxének hatalmas beágyazásai ( $3,4 \times 1,2$  mm) között a hipersztén több is, nagyobb is az augitnál. A zöldamfibol ( $0,9 \times 0,4$  mm) beágyazásként ritkább, túlnyomórészt az alpanyagban található. A biotit apró, kevésbé bontott pikkelyei egyenletesen elszórtak.

Helyenként az idősebb vulkáni összlet durvaszemű biotitos amfibolandezitjének erősen zöldkövesedett zárványai találhatóak meg a kőzetben (10. ábra). Ez arra utal, hogy a kőzetváltozat eltérő kifejlődésének oka az idősebb andezit részleges beolvastása is lehet.



10. ábra. Biotitos piroxénandezitben erősen bontott andezit. (Kőzetzárvány.) Altáró D-i csapásvágat, 112,5 m. || Nik.  $55\times$

Figure 10. Highly altered andesite in biotitic pyroxene-andesite. (Inclusion.) Adit southern cut, 112,5 m.



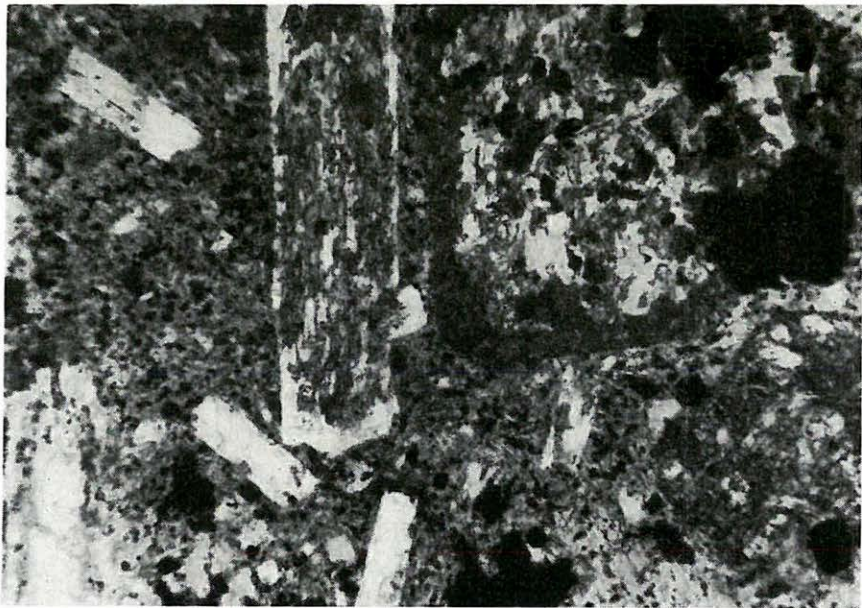
d) *Befejező működés*

α) *Amfibolos augitandezit*. A rózsahegyi bányászati kutatás DK-i részén, az altáró D-i harántvágatából indított 60 m-es feltörés kutatóvágatának 30 m-es szakaszán üde, friss, hiperszténmentes piroxéndezit jelenik meg. Az augitandezit különálló képződménynek tűnik s főleg elbontatlanságával üt el környezetétől. Megalapozottnak látszik a felfogás, mely szerint a hiperszténmentes andezit a többi piroxéndezitnél és azok autogén átalakulásainál későbbi benyomulás terméke.

A kőzet jellemzését HERRMANN M. nyomán a következőkben adjuk: „Szabad szemmel sötétszürke, tömött szövetű, földpátokat és fekete amfiboltűket tartalmazó, friss megtartású kőzet. Szövege holokristályos porfiros, sok magnetitzemcsével. Lényeges elegyrészei: plagioklászöldpát, diopszidos augit és amfibol. *Földpátjainak* anortittartalma 40–46%-ig változik (andezin), helyenként kalcitosodott. A *diopszidos augit* jelentősen elváltozott, főként kalcitosodott (max.  $0,6 \times 0,4$  mm). Amfibolja teljesen elváltozott, csak a pen-ninkitöltés és az alak utal az eredeti ásványra (max.  $1 \times 0,3$  mm)” (11. ábra).

β) *Elváltozott amfibolos (biotit) andeziteként* a terület É-i részén a Csarnai rakodónál jelenik meg nagyobb tömegben. A „zöldköves” fajtauktól elütő kifejlődése, „kalderaperemi” helyzete és az északabbi terület amfibolandezitjei felé alkotott átmenete szól amellet, hogy a befejező működés termékének tartjuk.

Jellemzését HERRMANN M. a következőképpen adja meg: „Ibolyás ár-



11. ábra. Hiperszténmentes augitandezit. (Földpát és augit, sok magnetittel.) Altáró + 60 m-es szint. || Nik.  $55 \times$

Figure 11. Hypersthene-free augite-andesite. (Feldspar and augite with much magnetite.) + 60-m top-hole.

nyalatú szürke kőzet, szabad szemmel is észrevehetően elváltozott földpátokkal és vörös-barna, bomlott amfibollal. Alapanyaga sötétszínű, üveget alig tartalmaz, holokristályosan porfíros. *Plagioklászainak* anortittartalma átlag 25%. Földpátjai frissek, sok helyen kalcitosodtak. A sötét elegyrészek mennyisége jóval nagyobb a világosakénál. Uralkodó ásványa a barna amfibol, amelynek szemnagysága több mm-t is elér. A *biotitből* alárendelten néhány pikkely látható a csiszolatokban. Sok másodlagos magnetitet tartalmaz.”

γ) *Zöldamfibolos andezit*. A területen egyedülálló az a friss amfibolandezit-telér, mely a szubvulkáni és vulkáni összlet határán nyomult fel. A hegység É-i részén, Perőcsény környékén, PANTÓ GY. vizsgálatai szerint (42) jóval nagyobb tömegű áttörései jelennek meg. Valamennyi előbb ismertetett kőzettől eltérő alkotása a piroxénandezit ömlésektől teljesen független, késői benyomulását teszi valószínűvé. Telérjellegét s a két vulkáni összlet határán való fellépését az altáró feltárása igazolta.

Jellemzése HERRMANN M. szerint: „Egészen friss, üde megjelenésű, tömött, sötétszürke, kissé mállott állapotban világosszínű kőzet. Jellegzetes az 1 cm hosszúságot is elérő, irányítottan elhelyezkedő *fekete amfiboloszlopok* nagy száma. Szöveve pilotaxitos. Lényeges elegyrészei: plagioklász és zöldamfibol. Bőven található benne *magnetit* is. Helyenként másodlagos kalcit mutatkozik. — *Porfíros plagioklászai* inkább lécalakúak, itt-ott azonban táblás megjelenésűek (max.  $1 \times 0,5$  mm). Anortittartalmuk 30–55% között változik (oligoklász – andezin – bázisos andezin). Az alapanyag földpátja azonos a porfíros kifejlődésével, de mindig teljesen ép. A *zöldamfibolok* is teljesen frissek. Zárványaik: magnetit, ritkán földpátlécecskék” (12. ábra).



12. ábra. Friss amfibolandezit. Altáró 480 m. || Nik.  $55\times$

Figure 12. Fresh hornblende-andesite. Adit 480 m.

Kémiai elemzések — Chemical analyses

I. sz. táblázat — Chart 1.

Kőzet	Lelethely	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	Összeg	Elemző
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Nagyirtás paa-tól DNY 200 m	52,15	1,13	20,46	3,13	5,02	9,07	4,27	7,73	1,72	3,18	-	1,17	0,98	-	-	101,01	SZÉLÉNYI T.
Amfibol piroxénandezit (orto)	Nagyborsényi altáró, 79 m	55,05	0,67	18,98	3,63	4,73	0,37	3,43	7,47	2,07	2,76	0,13	0,66	0,90	0,69	-	100,26	GUZY K.-NÉ
Biotites amfibol piroxénandezit (orto)	Altáró D-i haránt.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	DNY vágat vágévíg	49,47	0,52	18,25	0,71	6,41	0,36	2,56	7,18	3,69	0,92	0,18	1,36	2,19	0,18	0,56*	100,49*	GUZY K.-NÉ
Amfibol piroxénandezit (orto)	Ludmilla-tető	53,44	0,87	17,46	3,99	0,19	3,72	6,63	2,08	3,44	0,05	0,65	2,09	1,75	-	-	100,97	NEMES L.-NÉ
Amfibol piroxénandezit (orto)	Altáró 250 m	54,91	0,58	18,41	5,06	3,90	0,16	2,92	7,90	1,36	3,32	0,14	0,81	0,53	0,65	-	100,65	SERÉNYI E.
Amfibol piroxénandezit (orto)	Kispogánybány	55,47	0,55	16,12	7,06	5,24	0,09	3,06	7,90	1,77	2,49	0,61	0,88	0,61	0,12	-	100,67	NEMES L.-NÉ
Amfibol piroxénandezit (orto)	Hővesgyógyhely közszégyi köfegyő	54,02	1,02	16,97	2,97	4,80	0,17	2,00	7,72	1,95	5,04	0,22	0,42	1,80	0,39	0,44	99,93	SZÉLÉNYI T.
Granátos amfibolandezit (hipo)	Kecskelohéi völgy	52,82	0,95	21,66	3,04	4,16	0,17	1,38	5,99	2,05	4,17	0,18	0,20	1,17	0,18	0,21	99,80	SZÉLÉNYI T.
Piroxénandezit (orto)	Ludmilla-tető lánypály	54,16	0,92	17,84	4,20	4,38	0,17	1,14	7,41	1,68	5,54	0,02	0,29	1,59	0,82	0,17	100,33	SZÉLÉNYI T.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Komornóbré ÉK-i orra	54,19	0,80	20,33	2,21	5,60	0,18	1,27	7,39	1,92	3,90	0,22	0,43	0,98	0,21	-	99,63	FINÁLY I.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Magyarbány	55,27	0,83	18,80	3,73	3,82	0,14	3,21	7,33	2,15	3,14	0,20	0,73	0,69	0,10	-	100,14	NEMES L.-NÉ
Kékeszürke amfibolandezit (orto)	Pratóbérre NY-i lejtő	53,60	1,09	20,04	4,09	4,63	0,15	1,12	7,52	1,95	3,13	0,19	0,82	1,36	0,16	-	99,82	FINÁLY I.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Magyarbány, szőlők	53,96	0,93	18,67	2,70	4,24	0,20	1,38	7,47	4,56	2,03	0,18	0,25	1,12	1,49	0,35	99,88	SZÉLÉNYI T.
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	60 m-es feltárás Altáró D-i haránt.	54,33	1,03	18,42	1,59	5,48	0,25	2,74	7,48	1,68	2,78	0,26	0,31	2,79	0,86	0,15*	100,08*	GUZY K.-NÉ
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	Altáró D-i haránt. 224 — 228 m között	54,93	0,77	18,47	0,62	6,62	0,22	2,85	7,77	1,83	2,54	0,21	0,10	2,59	0,69	0,78*	100,60*	GUZY K.-NÉ
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	Altáró D-i haránt. 320 m között	54,83	0,96	17,60	0,72	6,99	0,13	3,10	7,67	2,70	2,78	0,11	0,13	3,11	1,84	nyom*	100,67	TOLMAY V.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Altáró D-i haránt. 320 m	55,62	0,84	18,81	2,44	4,48	0,12	3,02	7,75	1,85	2,76	0,13	0,48	1,70	0,68	nyom*	100,68	TOLMAY V.
Biotites piroxénandezit (hemiorto)	Nagyborsényi altáró	54,63	1,14	14,41	4,18	4,69	0,19	1,04	6,93	1,96	3,82	0,24	0,62	1,28	0,34	0,19	99,80	FINÁLY J.
Amfibol hiperstenandezit augitandezit (orto)	Altáró D-i haránt. 347 m	55,81	0,87	18,87	2,34	4,58	0,14	3,09	7,49	1,75	2,79	0,15	0,27	1,89	0,76	0,04*	100,72*	TOLMAY V.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Kecskelohéi völgy	54,89	0,99	19,20	4,32	4,38	0,21	1,82	5,87	1,82	4,27	0,24	0,27	1,39	0,10	0,21	99,80	SZÉLÉNYI T.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Pintérhőre NY-i lejtő	55,35	0,95	18,10	3,99	3,17	0,18	2,54	6,75	3,33	3,16	0,27	1,56	0,97	0,17	-	100,69	SÖRŐ J.
Piroxénandezit (orto)	Rózsabánya	55,30	0,87	18,54	3,70	4,32	0,19	1,05	7,53	2,02	4,18	0,14	0,33	1,61	2,43	0,38	99,17	SZÉLÉNYI T.
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	Altáró D-i haránt. 300 m	53,50	0,76	17,47	0,70	9,36	0,32	3,13	6,68	2,47	1,84	0,06	0,40	3,63	3,08	0,11*	100,51*	TOLMAY V.
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	Altáró É-i haránt. 270 m	54,99	0,89	17,96	0,47	6,83	0,24	3,44	7,46	1,56	1,91	0,33	0,82	0,44	1,14	0,51*	100,77*	GUZY K.-NÉ
Biotites biotitandezit (orto)	Tolmátszegyő ♦ 529	54,81	1,01	19,45	0,63	9,95	0,16	1,67	7,02	2,17	4,44	0,27	0,18	1,98	0,41	0,13	99,28	FINÁLY I.
Biotites hiperstenandezit andezit (orto)	Borsány völgy	55,64	0,92	19,21	0,97	6,55	0,12	2,18	6,79	2,69	5,24	0,19	0,89	0,88	0,03	-	99,61	SÖRŐ J.
Zöldkristályos friss andezit (hemiorto)	Nagyborsényi altáró 483 m	55,66	0,81	17,29	3,51	3,54	0,12	3,45	7,34	2,51	3,14	0,37	0,79	0,65	1,00	-	100,99	NEMES L.-NÉ
Sötét, tömött piroxénandezit (orto)	Magyarbány ♦ 685 K-i lejtő	55,37	1,19	18,73	2,70	5,69	0,12	0,98	7,23	1,56	3,82	0,21	0,91	1,01	0,21	-	99,73	FINÁLY I.
Piroxénandezit (orto)	Kecskelohéi, Kervetz-völgy	54,73	0,91	17,72	0,63	3,79	0,07	1,71	6,87	1,54	3,68	0,21	0,82	2,82	0,38	0,57	99,83	FINÁLY I.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Borsány, közszégyi köbánya	55,63	0,86	18,64	3,59	4,29	0,15	2,21	7,46	3,99	1,64	0,16	1,28	1,54	0,69	-	100,12	FINÁLY I.
Piroxénos amfibolandezit (orto)	Rózsabány ♦ 687	55,84	0,81	17,34	3,09	4,69	0,18	1,79	6,45	1,40	2,42	0,09	0,27	1,68	0,73	0,45	99,99	SZÉLÉNYI T.
Amfibol-hiperstenandezit augitandezit (orto)	Felső Pogyasszony-tető ♦ 47 mp. + 42 m	56,01	0,68	17,97	4,85	3,07	0,17	1,54	8,41	3,00	1,96	0,17	0,12	1,12	1,76	nyom*	99,83	TOLMAY V.
Amfibol-biotitandezit (hipo)	Mináretti patak	55,22	1,47	15,92	9,59	2,19	-	0,29	5,93	2,07	4,26	-	1,87	1,11	0,10	-	100,92	FINÁLY I.
Biotit-amfibol-klorozandezit (hipo)	Altáró 1429 m	54,27	0,63	17,14	1,05	4,73	0,29	2,86	6,45	1,76	2,47	0,16	0,29	3,33	4,21	0,13*	100,97*	GUZY K.-NÉ
Amfibol-klorozandezit (hipo)	Hásvapuzata	56,02	0,66	17,66	3,91	2,61	0,08	1,90	6,44	2,48	3,83	0,17	0,72	1,56	0,59	0,58	99,51	FINÁLY I.
Amfibol-biotitandezit (hemiorto)	Saahely	57,88	0,96	17,03	2,59	3,15	0,13	2,68	5,75	3,10	2,44	0,11	0,92	0,82	0,11	-	100,58	SÖRŐ J.
Amfibol augitos hiperstenandezit (orto)	Altáró 1630 m	54,61	0,72	17,97	0,44	6,77	0,18	2,50	6,35	3,80	2,04	0,06	0,37	3,63	2,27	0,39*	99,91*	TOLMAY V.
Amfibolandezit (orto)	Saahely	56,85	0,88	19,11	3,37	3,72	0,13	2,05	5,64	2,83	2,66	0,17	1,25	0,94	0,11	-	99,96	SÖRŐ J.
Granátos amfibol-klorozandezit (meta)	Altáró 600 m	57,06	0,56	19,15	4,30	3,38	0,06	2,16	6,21	2,99	2,75	0,11	2,81	0,81	0,15	-	100,96	SERÉNYI E.
Biotites piroxénandezit (hemiorto)	Kemerfőpuszta	57,34	0,72	16,96	1,79	4,98	0,18	1,21	7,47	3,46	4,02	0,09	0,80	1,24	0,38	0,30	99,62	FINÁLY I.
Piroxénandezit (hemiorto)	Pegyesbánya, Borjárdelő	56,59	1,05	17,68	2,20	4,93	0,10	0,85	6,90	1,79	4,08	0,20	0,72	2,76	0,42	0,58	100,15	FINÁLY I.
Amfibol-hiperstenandezit augitandezit (orto)	Alsz. Pogyasszony-tető ♦ 106 mp.	55,38	0,84	18,32	3,41	3,79	0,18	0,21	8,13	3,46	2,18	0,19	0,52	2,50	2,59	nyom*	100,40	TOLMAY V.
Hiperstenandezit biotit-amfibolandezit (orto)	Cserérsabánya	57,09	0,98	19,29	2,01	4,75	0,14	1,97	5,75	1,53	2,46	0,15	1,35	0,88	1,69	-	100,97	FINÁLY I.
Biotit-amfibol-klorozandezit (hipo + meta)	Körszállógyógy	57,93	0,89	18,94	1,77	4,63	0,20	2,29	5,31	3,31	2,37	0,05	0,96	2,39	0,34	-	100,97	NEMES L.-NÉ
Biotites amfibol piroxénandezit (orto)	Altáró D-i haránt. D-i vágat 46 m	53,54	0,73	17,34	1,85	6,75	0,32	0,67	5,10	2,66	1,67	0,29	1,05	4,82	2,24	1,60*	100,93*	GUZY K.-NÉ
„Diét” (hipo)	Kierlyécs	59,24	0,53	16,80	2,29	3,28	0,16	2,80	5,05	2,35	3,16	0,18	0,84	1,90	0,48	-	100,13	NEMES L.-NÉ
Amfibol-oxidandezit (hipo)	Nagyalga	58,48	0,96	20,80	0,12	6,61	-	0,08	5,90	2,29	4,00	0,69	0,70	0,95	-	-	100,70	FINÁLY I.
Amfibol amfibol-klorozandezit (hipo + meta)	Rózsabánya	39,47	0,90	16,71	1,83	2,77	0,09	1,52	5,83	2,04	6,28	nyom	0,74	1,71	1,51	-	100,50	ENDRÉDY E.
Biotit-amfibol-klorozandezit (hipo)	Pintérhőre	61,14	0,53	18,00	4,07	1,58	0,13	1,20	4,37	2,64	2,40	0,16	1,99	2,37	0,14	-	100,72	NEMES L.-NÉ
Amfibolandezit (orto)	Calkhogy-Feketesbánya	59,70	0,71	17,38	2,22	4,07	0,08	2,00	6,31	2,13	2,89	0,11	0,73	2,09	0,11	-	100,42	SERÉNYI E.
Granátos amfibol-klorozandezit (meta)	Altáró 870 m	56,62	0,90	16,67	6,52	1,39	0,08	1,78	5,82	1,81	2,94	0,13	2,10	1,60	1,09	-	100,96	NEMES L.-NÉ
„Diét” hidrotérmetalan bontott (hipo + meta)	Altáró 1160 m	38,44	0,66	17,38	0,62	3,82	0,18	2,53	5,74	2,31	2,92	nyom	0,78	1,54	3,06	-	100,68	NEMES L.-NÉ
Nagyföldpárti biotit-amfibol-klorozandezit (hipo + meta)	Rózsabánya	60,27	0,65	12,99	3,08	3,18	0,09	2,46	5,93	2,14	4,41	0,28	0,63	1,81	1,29	0,30	99,81	FINÁLY I.
Nagyföldpárti biotit-amfibol-klorozandezit (hipo)	Kispogánybány	60,06	0,75	15,75	2,64	2,94	0,15	1,91	5,90	2,14	4,41	nyom	0,13	1,12	0,31	0,40	99,63	SZÉLÉNYI T.
„Diét” hidrotérmetalan bontott (hipo + meta)	Ludmilla-tető	39,61	0,54	17,02	1,01	3,99	0,09	2,22	5,47	2,86	3,04	0,19	0,55	1,59	1,94	-	100,03	NEMES L.-NÉ
Granátos biotit-klorozandezit (hipo)	Csarnavölgy NY-i lejtő	58,41	0,95	16,01	3,38	6,34	0,15	1,04	5,72	2,32	3,01	0,18	0,31	0,87	4,12	-	99,81	

## Niggli-féle normák — Niggli norms

Sor- szám	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	$\pi$	$\gamma$	$\mu$
1.	139	2,25	—	32,0	34,5	22,0	11,5	0,26	0,49	34,7	45,8	19,5	0,48	0,032	0,48
2.	152,8	1,4	0,1	33,0	31,5	23,7	11,8	0,33	0,34	40,3	43,5	16,2	0,175	0,038	0,331
3.	156	1,14	0,57	34,0	31,5	24,0	10,5	0,72	0,403	39,7	43,7	16,6	0,536	—	0,37
4.	156,6	1,9	0,0	30,0	35,4	20,9	13,7	0,29	0,46	36,9	43,3	19,8	0,374	0,111	0,409
5.	157,2	1,2	0,2	31,0	33,1	24,2	11,7	0,21	0,38	38,7	42,5	18,8	0,452	0,104	0,330
6.	159,2	1,2	0,3	27,2	41,1	21,5	10,2	0,32	0,32	39,6	37,5	22,9	0,464	0,072	0,299
7.	161	1,78	0,54	29,5	28,0	24,5	18,0	0,20	0,31	33,6	45,4	20,4	0,227	0,32	0,213
8.	162	2,21	0,55	39,0	24,5	20,0	16,5	0,247	0,258	37,3	48,3	14,4	0,367	—	0,083
9.	162	1,96	—	31,5	25,5	23,5	19,5	0,17	0,195	33,2	48,4	18,3	0,238	0,312	0,131
10.	163	1,81	0,56	36,0	25,0	24,0	15,0	0,24	0,224	37,9	48,2	13,8	0,415	0,07	0,21
11.	163,5	1,8	0,2	32,3	31,8	23,0	12,9	0,31	0,44	39,1	43,8	17,1	0,429	0,059	0,40
12.	164	2,60	0,55	36,0	26,5	24,5	13,0	0,29	0,195	39,2	46,6	14,2	0,47	0,031	0,193
13.	164	2,20	0,55	33,5	25,0	24,0	17,5	0,227	0,29	35,7	47,8	16,5	0,322	0,227	0,221
14.	166	2,40	0,74	33,0	31,0	24,5	11,5	0,29	0,405	40,4	42,5	17,1	0,49	0,057	0,38
15.	166	1,45	0,54	33,0	31,0	25,0	11,0	0,323	0,41	40,8	42,4	17,0	0,50	0,068	0,384
16.	167	2,01	0,183	31,5	34,0	25,0	9,5	0,145	0,425	41,8	39,9	18,3	0,54	0,068	0,396
17.	167	1,80	0,36	33,0	30,5	25,0	11,5	0,307	0,45	40,7	42,8	16,5	0,49	0,077	0,41
18.	168	2,57	0,55	36,5	24,0	23,5	16,0	0,25	0,18	38,2	47,0	14,8	0,40	0,074	0,17
19.	168	1,98	0,36	33,5	31,0	24,0	11,5	0,292	0,45	40,9	42,7	16,4	0,49	0,052	0,425
20.	169	2,21	0,55	34,5	30,0	19,0	16,0	0,217	0,276	37,4	47,4	15,1	0,363	—	0,27
21.	169,0	2,2	0,3	32,5	29,3	22,0	16,2	0,42	0,39	38,0	45,5	16,5	0,3319	0,1375	0,3438
22.	169	2,08	0,38	34,5	23,5	25,5	16,5	0,24	0,212	37,3	47,5	15,1	0,35	0,234	0,164
23.	169	1,52	0,19	32,5	34,0	23,0	10,5	0,47	0,76	41,8	41,0	17,2	0,523	0,012	0,43
24.	170	1,25	0,74	33,0	35,0	23,0	9,0	0,345	0,45	43,2	37,7	19,1	0,57	—	0,377
25.	172 <sup>1</sup>	2,25	0,38	36,0	23,0	23,5	17,5	0,243	0,34	37,3	49,1	13,6	0,34	0,162	0,285
26.	172	2,05	0,56	35,0	29,5	22,5	13,0	0,41	0,34	41,0	44,1	14,9	0,456	—	0,334
27.	172,9	1,8	0,4	30,3	32,4	23,5	13,8	0,35	0,48	38,8	42,4	18,8	0,377	0,117	0,40
28.	174	2,84	0,57	35,0	26,0	24,0	15,0	0,212	0,173	39,5	45,1	15,4	0,405	0,156	0,148
29.	176	2,12	0,58	34,0	28,0	23,5	14,5	0,22	0,29	40,0	44,2	15,8	0,394	0,115	0,25
30.	176,0	2,1	0,2	24,7	30,7	25,3	9,3	0,45	0,37	44,7	40,4	14,9	0,566	—	0,340
31.	179	1,93	0,19	33,0	29,0	22,0	16,0	0,18	0,29	39,3	44,5	16,2	0,34	0,154	0,244
32.	179	1,72	0,38	34,0	27,5	28,5	10,0	0,40	0,265	44,0	40,3	15,7	0,54	0,14	0,23
33.	180	3,53	—	30,5	31,0	21,0	17,5	0,24	0,045	38,1	43,4	18,5	0,27	0,20	0,0344
34.	183	1,6	0,40	34,0	31,0	23,0	12,0	0,315	0,463	43,5	41,5	15,1	0,482	0,014	0,31
35.	184	2,36	0,393	34,0	26,0	22,5	17,5	0,29	0,353	39,4	45,7	14,9	0,327	0,165	0,294
36.	185	2,30	0,192	33,5	33,0	19,5	14,0	0,455	0,385	42,0	42,3	15,7	0,41	—	0,365
37.	185	1,83	0,203	36,0	33,0	16,0	15,0	0,55	0,38	41,6	40,4	18,0	0,34	—	0,19
38.	185	2,15	0,391	36,5	29,5	19,5	14,5	0,41	0,34	42,5	42,1	15,4	0,40	—	0,20
39.	187,9	1,4	0,2	37,1	23,0	21,9	13,0	0,32	0,38	45,5	37,8	16,7	0,352	0,186	0,309
40.	188	1,77	0,78	33,8	23,5	26,1	17,5	0,28	0,25	39,8	44,3	15,9	0,297	0,296	0,175
41.	189	2,64	0,605	34,5	23,5	24,5	17,0	0,225	0,18	40,8	45,1	14,1	0,346	0,201	0,147
42.	191	2,07	0,62	37,0	20,5	30,0	12,5	0,43	0,49	44,5	43,4	12,1	0,495	0,182	0,045
43.	195	2,45	0,41	38,5	29,0	21,0	11,5	0,294	0,34	46,4	37,1	16,5	0,47	—	0,078
44.	196,5	2,0	0,04	37,8	30,2	19,3	12,7	0,39	0,39	45,3	42,0	12,7	0,432	—	0,394
45.	197	2,0	0,89	38,0	30,0	20,0	12,0	0,51	0,104	46,1	36,9	17,0	0,44	—	—
46.	200,2	1,3	0,3	33,4	29,7	21,5	15,4	0,33	0,48	44,1	41,8	14,1	0,368	0,066	0,449
47.	201	2,48	—	42,0	18,0	21,5	18,5	0,277	0,0233	43,0	48,4	8,6	0,37	—	—
48.	202	—	—	33,5	20,5	21,0	25,0	0,208	0,38	37,4	48,7	13,9	0,142	0,39	0,23
49.	202,1	1,3	0,2	35,0	20,7	15,5	28,8	0,42	0,29	49,4	41,0	9,6	0,349	—	0,286
50.	204	1,85	0,205	35,0	28,0	23,0	14,0	0,325	0,367	45,6	41,5	12,9	0,43	0,065	0,34
51.	206,2	2,4	0,2	36,7	23,0	26,7	14,6	0,29	0,42	43,9	40,8	15,3	0,424	0,115	0,270
52.	206,9	1,7	0,0	36,2	26,9	21,7	15,2	0,35	0,50	45,7	42,7	11,6	0,4075	0,034	0,482
53.	211	1,68	0,84	27,0	30,5	22,0	20,5	0,232	0,423	41,3	39,2	19,5	0,137	0,326	0,27
54.	211	2,11	—	32,5	25,5	22,0	20,0	0,24	0,383	42,0	43,0	15,0	0,247	0,264	0,285
55.	211,9	1,4	0,3	35,6	26,6	20,9	16,9	0,38	0,44	45,2	43,0	11,8	0,356	0,035	0,433
56.	215	2,65	0,66	34,5	26,5	22,5	16,5	0,335	0,216	45,4	41,3	13,3	0,367	0,091	0,199
57.	219,2	1,4	0,3	38,4	26,4	20,5	14,7	0,41	0,47	47,5	41,5	11,0	0,394	—	0,467
58.	224,8	1,6	0,3	32,5	26,8	23,8	16,9	0,32	0,41	46,6	39,4	14,0	0,315	0,207	0,326
59.	229	2,55	—	41,0	20,0	18,5	21,0	0,242	0,13	45,4	45,6	9,0	0,307	—	0,024
60.	237,0	2,1	0,0	42,2	15,3	21,1	20,4	0,29	0,76	44,8	47,4	7,8	0,295	0,167	0,039
61.	256,3	1,4	0,3	33,2	38,2	12,0	16,6	0,39	0,06	54,7	40,4	4,9	0,232	—	0,234
62.	327,4	1,1	0,1	46,0	15,2	14,9	23,9	0,36	0,33	50,4	35,2	14,4	0,245	—	0,064

Kémiai elemzések – Chemical analyses

I. sz. táblázat – Chart 1.

Szám- idő	Kézet	Leletshely	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	Me <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Összeg	Remak
1.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Nagyvírtás jász.-td DNY 200 m	52,15	1,13	20,46	3,13	5,02	9,07	4,27	7,78	1,72	3,18	-	1,17	0,98	-	-	101,01	SZÉLÉNYI T.
2.	Amfibol pirovandezit (orto)	Nagybörzsényi átláró, 70 m	55,05	0,67	18,98	3,63	4,73	0,37	3,45	7,47	2,07	2,76	0,13	0,66	0,60	0,69	-	100,26	GUZY K.-NÉ
3.	Biotites amfibol pirovandezit (orto)	DDNY vágat vágvég	49,47	0,52	18,23	0,74	6,41	0,36	2,56	7,18	3,69	0,92	1,18	1,36	2,19	0,19	-	100,49	GUZY K.-NÉ
4.	Amfibol pirovandezit (orto)	Lomillatáró	53,44	0,87	17,40	3,99	3,98	0,19	3,72	6,03	2,98	3,44	0,05	0,05	2,00	1,75	-	100,07	NEMES L.-NÉ
5.	Amfibol pirovandezit (orto)	Átláró 259 m	54,91	0,58	18,41	3,06	3,90	0,16	2,92	7,90	1,26	3,32	0,14	0,81	0,53	0,65	-	100,65	SZÉLÉNYI T.
6.	Amfibol pirovandezit (orto)	Kőspagyóvölgy	55,47	0,65	16,12	7,06	5,24	0,99	3,60	7,00	1,77	2,49	0,61	0,88	0,61	0,12	-	100,67	NEMES L.-NÉ
7.	Amfibol hiperpandezit (orto)	Kőspagyóvölgy központi kéféje	54,02	1,02	16,97	2,97	4,80	0,17	2,90	7,02	1,63	3,04	0,22	0,42	1,80	3,29	0,44	99,95	SZÉLÉNYI T.
8.	Gránátos amfibolandezit (hipo)	Kerekebél térség	52,82	0,95	21,66	3,04	4,16	0,17	1,38	5,99	2,05	4,17	1,18	0,20	1,17	1,48	0,21	99,80	SZÉLÉNYI T.
9.	Piróváros amfibol (orto)	Lomillatáró hánysó	54,16	0,92	17,84	4,20	4,38	0,17	1,14	7,41	1,68	5,94	0,02	0,29	1,59	0,82	0,17	100,23	SZÉLÉNYI T.
10.	Piróváros amfibol (orto)	Komlóvár ÉK-i orra	54,19	0,90	20,33	2,21	3,63	0,18	1,27	5,30	1,92	3,80	0,22	0,42	0,08	0,21	-	99,63	FINÁLY I.
11.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Magyarvölgy	55,27	0,83	18,80	3,73	3,82	0,14	3,21	7,33	1,15	3,14	0,20	0,73	0,69	0,10	-	100,14	NEMES L.-NÉ
12.	Kékesvárúri amfibolandezit (orto)	Puterébère Ny-i lejtő	53,60	1,09	20,04	4,06	4,03	0,12	1,12	7,52	1,95	3,13	0,19	0,82	1,30	0,16	-	99,82	FINÁLY I.
13.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Magyarvölgy, szőlős	53,96	0,93	18,97	2,79	4,24	0,29	1,58	7,47	4,46	2,63	0,18	0,23	1,12	1,49	0,35	99,82	SZÉLÉNYI T.
14.	Amfibol augitandezit (orto)	Átláró D-i haránt, 90 m-es feltárás	54,33	1,03	18,42	1,59	3,48	0,23	2,74	7,48	1,68	2,78	0,26	0,31	2,79	0,86	0,15	100,08	GUZY K.-NÉ
15.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	Átláró D-i haránt, 302. sz. 56 m-ben feltárás	54,95	0,77	18,47	0,62	6,62	0,22	2,83	7,77	1,83	2,34	0,21	0,16	2,59	0,69	0,78*	100,60*	GUZY K.-NÉ
16.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	224 - 228 m között	54,83	0,96	17,60	0,72	6,99	0,13	3,62	7,67	2,70	2,78	0,11	0,13	1,71	1,84	nyom*	100,87	TOLNAY V.
17.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Átláró D-i haránt, 320 m	55,02	0,84	18,81	2,44	4,48	0,12	3,02	7,15	1,85	2,76	0,13	0,48	1,70	0,85	nyom*	100,68	TOLNAY V.
18.	Biotites pirovandezit (hemioorto)	Nagyvörsény	54,63	1,14	19,41	4,18	4,69	0,19	1,94	6,93	1,96	3,82	0,24	0,62	1,28	0,34	0,19	99,86	FINÁLY I.
19.	Amfibol hiperpandezit augitandezit (orto)	Átláró D-i haránt, 347 m	55,81	0,87	18,87	2,34	4,59	0,14	3,69	7,49	1,75	2,79	0,15	0,37	1,08	0,76	0,04*	100,72	FINÁLY I.
20.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Kerekebél térség	54,89	0,90	19,20	4,32	4,38	0,21	1,82	5,87	1,82	2,47	0,24	0,27	1,20	2,10	0,21	99,80	SZÉLÉNYI T.
21.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Pinnyevölgy	55,49	1,16	19,99	3,99	3,12	0,18	0,81	6,73	3,59	3,10	0,27	1,56	0,97	0,17	-	100,69	FINÁLY I.
22.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	Rózsavölgy	53,50	0,87	18,54	3,70	4,32	0,19	1,03	7,53	2,02	4,16	0,14	0,33	1,61	0,43	0,38	99,17	SZÉLÉNYI T.
23.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	Átláró D-i haránt, 360 m	53,50	0,76	17,47	0,70	3,36	0,32	3,13	6,68	2,47	1,84	0,06	0,40	3,63	3,08	0,11*	100,31*	TOLNAY V.
24.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	Átláró E-i haránt, 370 m	54,99	0,89	17,96	0,47	6,83	0,34	3,44	7,46	1,39	1,81	0,33	0,62	4,04	0,14	0,51*	100,77*	GUZY K.-NÉ
25.	Piróváros amfibol (orto)	Tolmáshegy q 529	54,81	1,01	19,45	0,63	6,95	0,16	1,79	7,92	2,17	4,44	0,37	0,18	1,08	0,41	0,12	99,28	SZÉLÉNYI T.
26.	Biotites hiperpandezit amfibol andezit (orto)	Bécsövölgy	55,64	0,92	19,21	0,97	6,55	0,12	2,18	6,79	2,69	3,54	0,19	0,89	0,89	0,03	-	99,61	SÓRÓ J.
27.	Zöldamfibol-os friss andezit (hemioorto)	Bécsövölgy Nagyhorányi átláró 483 m	55,66	0,81	17,29	3,31	3,54	0,12	3,45	7,34	2,51	2,14	0,27	0,79	0,65	1,00	-	100,09	NEMES L.-NÉ
28.	Sötét, tömött pirovandezit (orto)	Magyarvörsény q 685 K-4 lejtő	55,37	1,19	18,73	2,70	5,69	0,12	0,98	7,23	1,56	3,82	0,21	0,91	1,01	0,21	-	99,73	FINÁLY I.
29.	Piróváros amfibol (orto)	Kerekebél, Korcszt. Borzavölgy, központi kőhánya	54,73	0,91	17,72	4,02	3,79	0,67	1,17	6,87	1,34	3,68	0,21	0,82	2,82	0,36	0,37	99,83	FINÁLY I.
30.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Borzavölgy, központi kőhánya	55,63	0,86	18,64	3,39	4,29	0,18	2,21	7,46	2,69	1,64	0,16	1,28	1,54	0,69	-	100,12	FINÁLY I.
31.	Piróváros amfibolandezit (orto)	Rózsavölgy q 687	55,64	0,81	17,34	3,99	4,69	0,18	1,79	8,45	1,40	4,26	0,09	0,27	2,08	0,75	0,45	100,09	SZÉLÉNYI T.
32.	Amfibol-hiperpandezit augitandezit (orto)	Átláró q 47 mp. + 42 m	56,01	0,68	17,97	4,85	3,97	0,17	1,54	8,41	3,00	1,96	0,17	0,12	1,12	1,76	nyom*	99,83	TOLNAY V.
33.	Amfibol-hiperpandezit (hipo)	Manafélti patak	55,22	1,47	15,92	9,59	2,19	-	0,29	3,93	2,97	4,26	-	1,87	1,11	0,19	-	100,02	FINÁLY I.
34.	Amfibol-hiperpandezit (hipo)	Átláró 1420 m	54,27	0,63	17,14	1,05	4,73	0,29	2,86	6,45	1,76	2,47	0,16	0,39	3,33	4,21	0,13*	100,07*	GUZY K.-NÉ
35.	Amfibol - kloroandezit (hipo)	Bánapuszta	56,02	0,96	17,66	3,91	2,61	0,98	1,90	8,44	2,48	3,83	0,17	0,72	1,36	0,39	0,38	99,31	FINÁLY I.
36.	Amfibol-hiperpandezit (hemioorto)	Sashegy	57,88	0,96	17,93	3,59	5,13	0,33	2,68	5,75	3,10	2,44	0,11	0,90	0,82	0,11	-	100,58	SÓRÓ J.
37.	Amfibol-augit-os hiperpandezit (orto)	Átláró 1630 m	54,61	0,72	17,97	0,44	6,77	0,18	2,50	4,32	3,86	2,04	0,06	0,37	3,62	2,27	0,39*	99,91*	TOLNAY V.
38.	Amfibolandezit (orto)	Sashegy	56,38	0,88	18,11	3,37	3,77	0,13	2,05	5,64	2,89	0,69	0,17	1,23	0,94	0,11	-	99,84	SÓRÓ J.
39.	Gránátos amfibol - kloroandezit (meta)	Átláró 600 m	57,06	0,96	19,15	4,30	2,38	0,06	2,16	6,21	2,60	2,75	0,11	2,81	0,81	1,15	-	100,56	SZÉLÉNYI T.
40.	Biotites pirovandezit (hemioorto)	Kürtvártás	57,24	0,77	16,99	1,79	4,68	0,16	1,21	7,47	2,84	4,02	0,30	0,80	1,24	0,38	0,30	99,62	FINÁLY I.
41.	Piróváros amfibol (hemioorto)	Hegyavölgy, Beszűddalék	56,50	1,05	17,68	2,39	4,93	0,19	0,85	6,90	1,79	4,08	0,20	0,72	0,76	0,42	0,58	100,15	FINÁLY I.
42.	Amfibol-hiperpandezit augitandezit (orto)	Átláró-Fagyóasszony	55,38	0,84	18,32	3,41	3,79	0,18	0,21	8,13	2,46	2,18	0,19	0,52	2,50	3,99	nyom*	100,40	TOLNAY V.
43.	Hiperpandezit biotit-amfibolandezit (orto)	Cserénbányás	57,60	0,98	29,29	2,01	4,76	0,14	1,97	5,73	1,83	2,46	0,15	1,35	0,88	1,99	-	100,97	FINÁLY I.
44.	Biotit-amfibol - kloroandezit (hipo + meta)	Kihűléshegy	57,95	0,80	18,94	1,77	4,62	0,36	2,20	5,31	2,31	2,87	0,03	0,66	2,39	0,34	-	100,07	NEMES L.-NÉ
45.	Biotites amfibol pirovandezit (orto)	Átláró D-i haránt, D-i vágat 46 m	53,34	0,73	17,34	1,85	6,75	0,32	0,67	5,10	2,66	1,67	0,29	1,35	4,82	2,24	1,60*	100,63*	GUZY K.-NÉ
46.	Diácit (hipo)	Nagyvörsény	58,58	0,53	16,83	0,12	0,61	-	0,08	5,90	2,29	4,02	nyom	0,69	0,70	0,65	-	100,70	FINÁLY I.
47.	Amfibol - ortandezit (hipo)	Nagyvölgy	58,58	0,96	20,80	0,12	0,61	-	0,08	5,90	2,29	4,02	nyom	0,69	0,70	0,65	-	100,70	FINÁLY I.
48.	Amfibol amfibol - kloroandezit (hipo + meta)	Rózsavölgy	59,47	nyom	16,71	1,83	2,77	0,09	1,32	5,83	2,04	6,28	nyom	0,74	1,71	1,51	-	100,50	ENDRÉDY E.
49.	Biotit-amfibol - kloroandezit (hipo)	Puterébère	61,14	0,33	18,00	4,07	1,58	0,13	1,20	4,37	2,64	2,40	0,16	1,99	2,37	0,14	-	100,72	NEMES L.-NÉ
50.	Amfibolandezit (orto)	Caklyók-Feketebánya	59,70	0,71	17,38	2,22	4,07	0,08	2,00	6,31	2,13	2,89	0,11	0,73	2,09	0,11	-	100,42	FINÁLY I.
51.	Gránátos amfibol - kloroandezit (meta)	Átláró 870 m	56,62	0,90	16,67	6,52	1,89	0,08	1,78	6,52	1,81	2,04	0,13	2,31	1,60	1,09	-	100,66	NEMES L.-NÉ
52.	"Diácit" hidrottermális bontott (hipo + meta)	Átláró 1160 m	58,44	0,66	17,38	0,62	3,82	0,18	2,53	5,71	2,31	2,92	nyom	0,78	1,54	3,06	-	99,98	NEMES L.-NÉ
53.	Nagyföldpáti biotit-amfibol - kloroandezit (hipo + meta)	Rózsavölgy	60,37	0,65	12,99	3,38	3,18	0,99	2,46	5,93	2,14	4,61	0,28	0,63	1,81	1,29	0,30	99,81	FINÁLY I.
54.	Nagyföldpáti biotit-amfibol - kloroandezit (hipo)	Nagygyógyvölgy	60,06	0,75	15,75	2,64	2,94	0,15	1,91	5,90	2,14	4,41	nyom	0,13	2,12	0,31	0,40	99,63	SZÉLÉNYI T.
55.	"Diácit" hidrottermális bontott (hipo + meta)	Lomillatáró	59,61	0,54	17,02														

## C) KÖZETKÉMIAI ÉS GENETIKAI ÁTTEKINTÉS

A közetkémiai adatgyűjtés nem az ércelőfordulás közvetlen környékére, hanem az egész Börzsönyhegységre terjedt ki, részben adatmentés céljából, részben, hogy az ércgenetikai megfontolásoknak szélesebb háttérrel biztosítsunk. A mellékelt 1. sz. táblázatban 62 teljes közetelemzés adatait foglaltuk össze.

LIFFA A. 1930–31. évi felvételének anyagából 19 andezitelemzés készült, ezek azonban közlésre nem kerültek. FÖLDVÁRI rábeszelésére LIFFA elemzéseit BURRI rendelkezésére bocsátotta, így azok NIGGLI-értékei BURRI–NIGGLI közetkémiai adatközlő munkájában (2) – meglehetősen hiányos és hibás leőhelymegjelöléssel – napvilágot láttak. LIFFA A. hagyatékából az eredeti feljegyzések alapján sikerült a leőhelyeket a BURRI–NIGGLI-féle közléssel is azonosítani, így azok teljességükben felhasználhatóvá váltak.

LIFFA számára a Földtani Intézet vegyi laboratóriuma 3 „andezittufa” elemzést is készített. Vizsgálati anyag és pontosabb leőhelymegnevezés hiányában nem dönthetjük el, hogy az elemzések valódi piroklasztikumokból, vagy lebontott andezitváltozatokból készültek-e, eredményüket azonban, adatmentés céljából, ide iktatjuk:

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	51,99%	55,40%	53,22%
TiO <sub>2</sub>	0,96	1,01	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	19,90	18,00
FeO	1,66	2,64	3,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,43	4,70	4,92
MnO	0,26	0,15	0,25
CaO	7,39	5,55	7,31
MgO	1,56	1,42	2,57
K <sub>2</sub> O	1,28	1,58	1,93
Na <sub>2</sub> O	3,61	4,26	5,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,06	2,61	2,57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,76	1,16	0,34
CO <sub>2</sub>	0,19	0,12	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nyom	nyom	nyom
SO <sub>3</sub>	nyom	nyom	nyom
	100,15%	100,50%	100,57%

1. Kisgöányhegy. Elemző: SZELÉNYI T.

2. Magyarhegy D-i lejtő. Elemző: FINÁLY I.

3. Rustok. Elemző: SZELÉNYI T.

A nagybörzsönyi érekkutatás környékéről és bányafeltárásaiból 33 újabb teljes közetelemzés készült. Ezek közül 15-öt KISVARSÁNYI G. az altároló közet-tani leírása (18) kapcsán már közölt, 18 elemzés újabban készült, melyek anyagának kiválasztása azzal a céllal történt, hogy a bányafeltárásokból leírt valamennyi közetfajtáról, ill. változatról legyen teljes elemzésünk.

Az egész hegységre vonatkozó közetelemzési adatok összeállításánál pontosságra törekedtünk, ezért valamennyi elemzést, ahol lehetett, az eredeti elemzési jegyzékekről vettük át. Az elemzések kiértékeléséhez csak a NIGGLI-féle bázisértékeket és normákat használtuk fel (2.sz. táblázat), ezeket azonban – az eddigi irodalmi közlésektől függetlenül – az eredeti elemzések alapján egységesen újraszámítottuk.

Részletesebb és többoldalú kőzetkémi kiértékeléstől azért is el kellett tekintenünk, mert a kőzetelemzési adatok egyértelmű kőzettani alapra vonatkoztatása mindenképpen csak kiegészítő kőzettani vizsgálatok útján válik majd lehetővé. Ezúttal a szerzők eredeti kőzetmegjelölését alkalmaztuk, amely ugyan nem felel meg az ércelőfordulás területén alkalmazott részletes típusfelosztásnak, s egymással és a későbbi vizsgálatokkal is némileg ellentétben áll, azonban a legtöbb elemzés eredeti típuspéldánya nincs meg s a nem nagy pontossággal megadott kőzetlelőhelyek alapján végzendő újragyűjtés nem biztos, hogy az eredeti, megelemzett típussal azonos példányt szolgáltatna, s a kérdés tisztázásához vezetne.

Még egy szempont szól az ellen, hogy a táblázatokon felsorolt nagyszámú kőzetelemzést együttes és részletes kőzetkémi kiértékelésnek vessük alá, ez pedig az elemzések megbízhatósága. A 25 évvel ezelőtt készült kőzetelemzések adatai nem tekinthetők az utolsó években készített korszerű elemzésekkel egyenértékűeknek és azonos bizonyító erejűeknek. Sajnálatos, hogy LIFFA 25 évig íróasztalban fektetett elemzéseinek annakidején, a kőzettani vizsgálattal szoros kapcsolatban nem kerültek felhasználásra. De kiugró, rendellenes értékeiket ma csak akkor fogadhatnánk el a differenciáció menetére, asszimilációra, vagy a kőzetelebontás irányára nézve bizonyító erejűnek, ha a kőzet ásványos összetételével való összhangjáról meggyőződhetnénk.

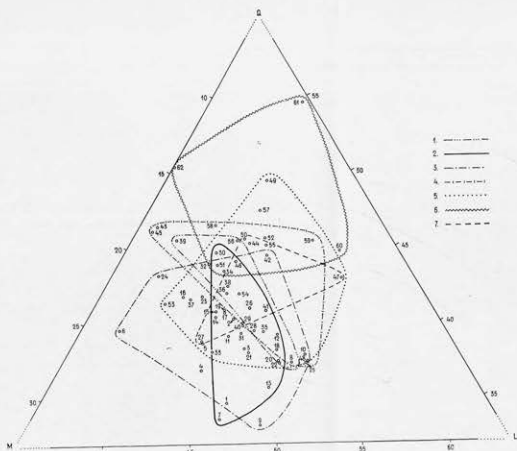
Mindezt azért tartottuk szükségesnek hangsúlyozni, hogy indokoljuk kőzetkémi kiértékelésünk szükségességét — mely a felsorolt elemzési adatok nagy tömegével nem áll arányban. Az elemzések összegyűjtésével azokat az elkallódástól kívántuk megmenteni, teljes és korszerű kiaknázásuk előfeltételeit azonban nem tudtuk biztosítani.

A kőzetkémi adatok — eddigi ismereteink szerint — a vulkáni működés szakaszokra bontásához nem használhatók fel. Egyes összetevők viszonylagos értékkülönbségeiből messzemenő kőzetgenetikai következtetéseket nem vonhatunk le, mert a kőzetcsoporthoz tartozó tagjai erős hidrotermális lebontást, ill. átalakulást szenvedtek, így elemzésük nem az eredeti magmás összetételt tükrözi.

A kőzetek eltérő fáciesviszonyai és különféle átalakulása jelentősen megnehezíti a magmás elkülönülés sorrendjére és fokozataira vonatkozó adatok egybevetését. Nem tekinthetjük minden esetben elsődleges-magmásnak még valamennyi kőzet kovasavtartalmát sem. A kőzetek orto-, hemiorto-, hipovagy meta-kifejlődését (fáciesét) a táblázaton a megítélés további ilyenirányú kiegészítése érdekében feltüntettük.

A börsönyi kőzetek legzártabb mezőben a QLM diagramon jelennek meg (13. ábra). Láthatjuk, hogy a differenciálódás szélsőséges összetételű kőzetek képződéséhez nem vezetett, a mező súlypontja az átlagos piroxénandezit-összetételnek felel meg, melytől eltérés csak bázisosabb andezitig, ill. dácitig jelentkezik. A magmás elkülönülés tehát viszonylag szűk savanyúsági közre (140–327 *si*, 49–69%  $\text{SiO}_2$ ) terjed ki.

Az *al*-értékváltozások diagramján (16. ábra) a piroxénandezitekre vonatkozóan egyenletes, enyhén növekvő irányzatot figyelhetünk meg, melyek a görbe középső (162–190 *si*), vetületi pontokkal csaknem egyenletes sűrűségben fedett szakaszát jellemzik. Rendhagyó kiugrások csak a legbázisosabb és legsavanyúbb tagoknál, ill. az asszimilációval jellemzett típusoknál (gránátos andezit) jelentkeznek. Hasonló ásványos összetételű, de különböző savanyú-

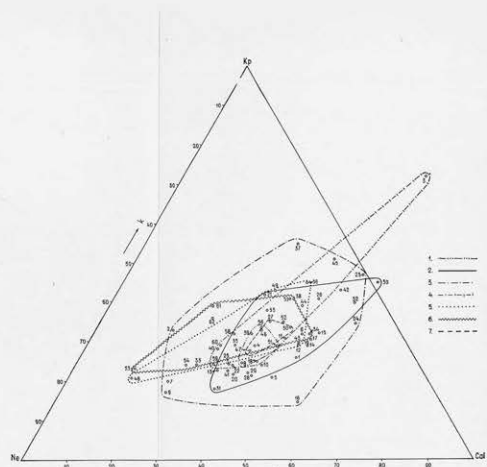


13. ábra. QFM diagram

Jelmegjelölés: 1. gránitum amfibolandezit, 2. piroxénos amfibolandezit, 3. amfibolites piroxénandezit, 4. biotites-amfibolites piroxénandezit, 5. biotites-amfibolandezit, 6. diorit, 7. szilv amfibolandezit

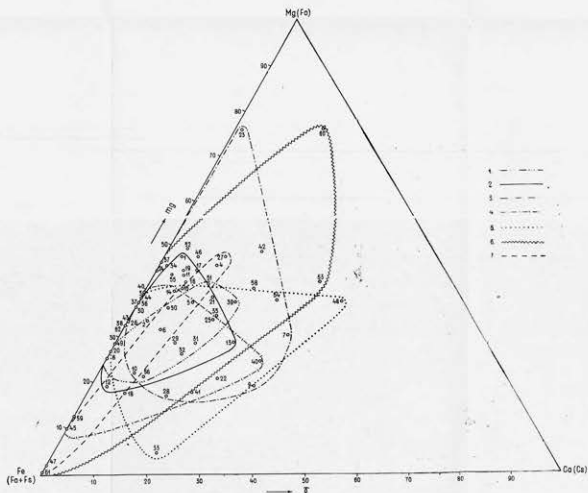
Figure 13. QFM diagram

Legend: 1. garnet-bearing amphibole-andesite, 2. pyroxenitic amphibole-andesite, 3. amphibolite pyroxen-andesite, 4. biotite-amphibolite pyroxen-andesite, 5. biotite amphibole-andesite, 6. diorite, 7. hornblende-andesite



14. ábra. k-x diagram. (Jelmagyarázatot l. a 13. ábránál)

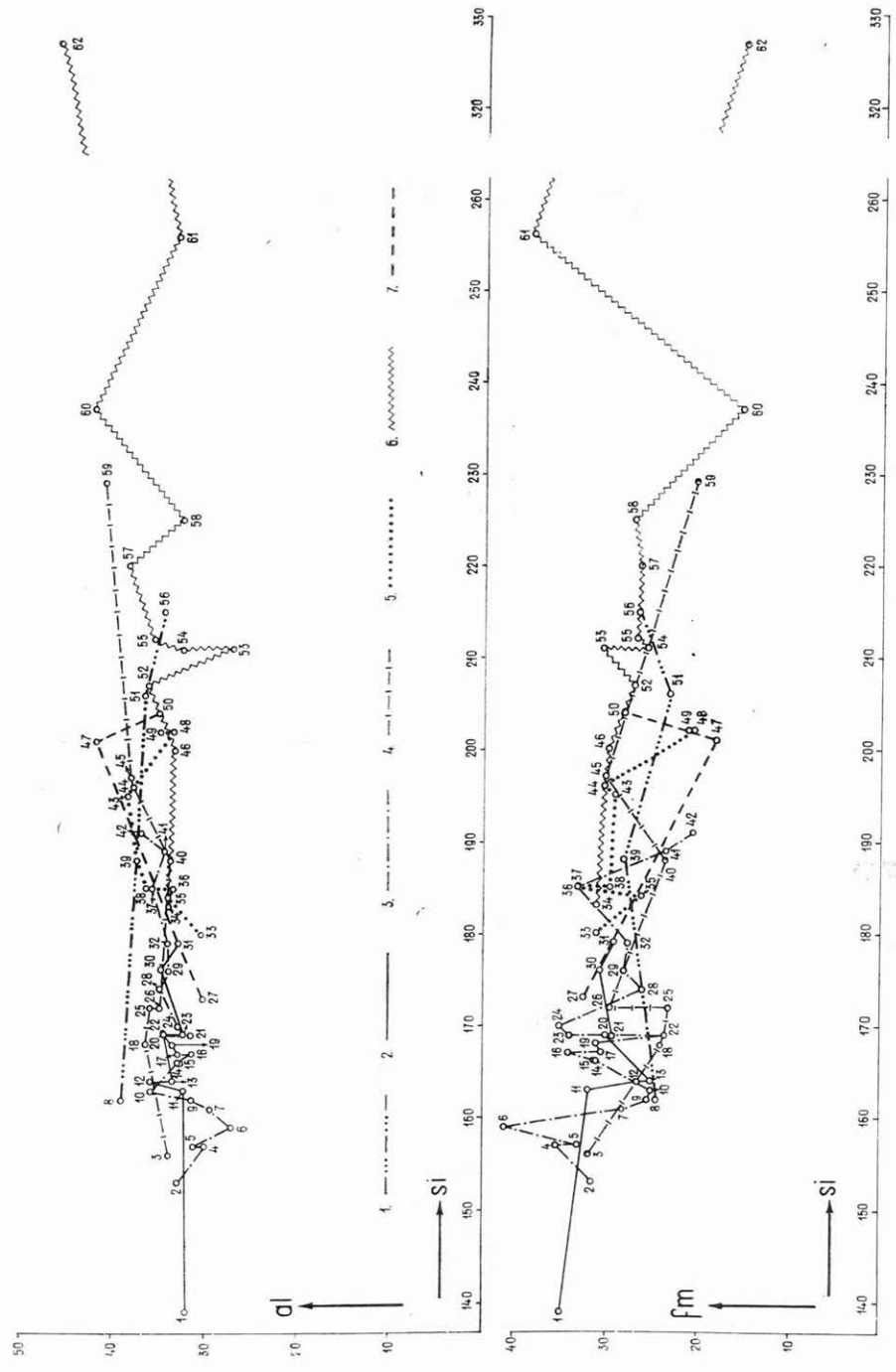
Figure 14. k-x diagram (for legend see Fig. 13)



15. ábra. mg-y diagram. (Jelmagyarázatot l. a 13. ábránál)

Figure 15. mg-y diagram (for legend see Fig. 13)

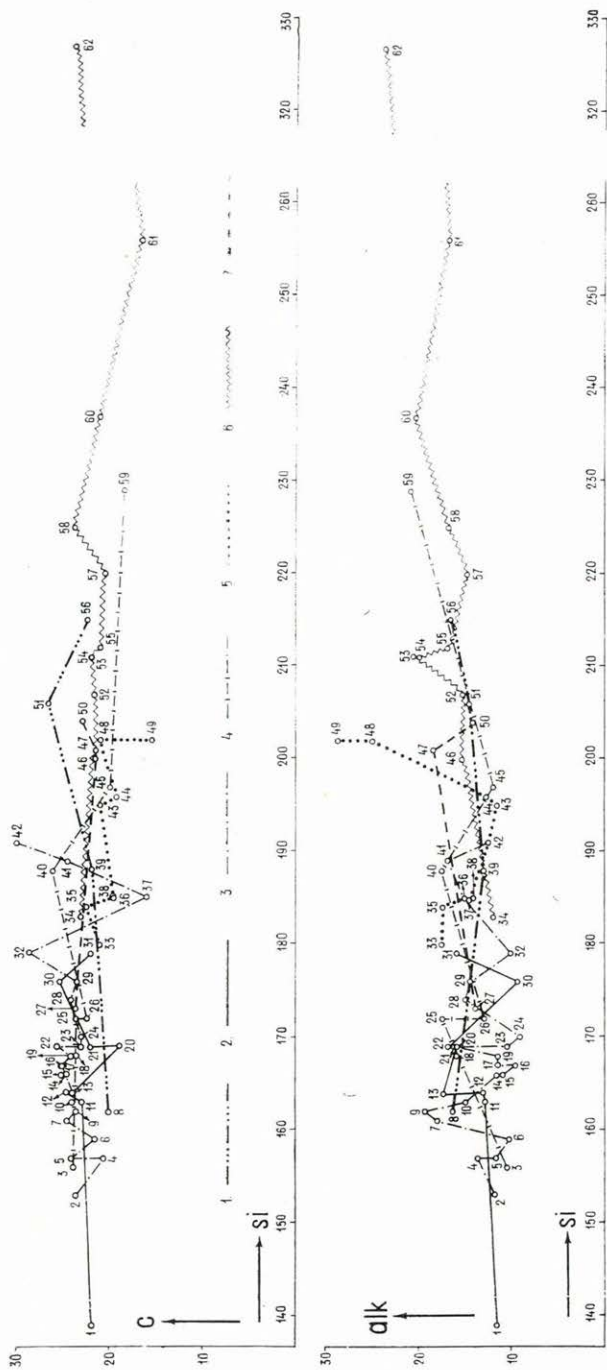




16. ábra. al és fm variációs diagram

Jelmagyarazat: 1. gránátos amfibolandezit (8, 39, 51, 56. minták), 2. piroxénos amfibolandezit (1, 11, 12, 13, 20, 21, 30, 31. minták), 3. amfibolos piroxénandezit (2, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 14, 15, 16, 17, 19, 22, 23, 24, 28, 29, 32, 36, 41, 42. minták), 4. biotitos - amfibolos piroxénandezit (3, 18, 25, 26, 40, 45, 59. minták), 5. biotit - amfibolandezit (33, 35, 37, 38, 43, 44, 48, 49. minták), 6. diácut (34, 46, 52, 53, 54, 55, 57, 58, 60, 61, 62. minták), 7. zöld amfibolandezit (27, 47, 50. minták).

Figure 16. al and fm variation diagram (for legend see Fig. 13 with the numbers of the samples).



17. ábra. c és alk variációs diagram. (Jelmagyarázatot l. a 16. ábránál)  
 Figure 17. c and alk variation diagram (for legend see Fig. 13)

ságú kőzetek (amfibolandezit, biotit amfibolandezit) vetületi pontjainak összekötése nem árul el a differenciálódás átlagos menetétől egyértelműen eltérő irányzatot, amiből ezek egymásból való leszármazására gondolhatnánk.

A  $MgO-FeO-CaO$  arány tág határok között való változásait a  $mg-\gamma$  háromszögdiagram jól tükrözi (14. ábra). Ebben a vetületben a differenciáció gerincét (és a hegység vulkáni anyagának főtömegét) alkotó piroxénandezit-csoport egyveretése is felbomlik s a legszélsőségesebb értékeket éppen ezekenél kapjuk. Jóval ezeken belül helyezkedik el az amfibol-, biotit-amfibolandezit vagy dácit – önmagában is eléggé széthúzó – mezője. A színes elegyrészek fémeinek ilyen nagyfokú és az ásványos összetétellel összhangba nem hozható ingadozása az oxidarányokat lényegesen befolyásoló utólagos kőzetváltozásokról tanúskodik. Ugyanez tűnik ki, az  $fm$ , ill.  $c$  értékek ingadozását feltüntető diagramokból (16. és 17. ábra). Az amfibol és biotit-amfibolandezit vetülete nem a differenciálódás „különleges esetei”-nek megfelelő, hanem a szélsőségesen ingadozó piroxénandezitösszetétel középértékével esik csaknem egybe.

Legnagyobb a kiegyenlítetlenség – mind a  $K-\pi$  háromszögdiagram (15. ábra), mind az *alk* differenciációs diagram (17. ábra) szerint – az alkáliák eloszlásában. Ezt az élénk, szélsőséges változékonyságot, melyet sem korral, sem ásványos összetétellel összhangba hozni nem tudunk, mindenképpen az utólagos kőzetváltozások számlájára kell írunk. Ezek részletes ásványtani és kémiai tanulmányozásában – melynek csak kezdeti, bár igen lényeges lépéseit tette meg KISVARSÁNYI G. a (biotitamfibol) dácit-lebontás 5 lépcsőjének meghatározásakor (18) – még igen sok a tennivalónk.

A börszónyi vulkanizmust kőzetkémiai adataink fényénél jellegzetes andezites működésnek tekinthetjük, melynek termékei összetételben aránylag kevésbé, a peléites magmatípustól a farsunditos magmatípusig változnak, súlypontját a leukopeléites magmatípusban jelölhetjük ki. A differenciálódás az uralkodó, átlagos összetételű típusok savanyúsági területén – utólagos elváltozásnak tulajdonítható ingadozások leszámításával – egyenletesen alakult és az ásványos összetételben mutatkozó lényeges eltérések ellenére azonos irányzatú volt.

Kőzetkémiai megvilágításban a képződésmódot illetően meglehetősen eltörpül a kőzettani leíró részben kidomborított ásványos összetételbeli – vagy csak a színes elegyrészek arányában mutatkozó – különbségek jelentősége. Ezeknek legfeljebb fáciesértéket tulajdoníthatunk, amely egyetlen kiterési szakasz során is változott térben és időben. Sajnos eddigi kőzettani ismereteink alapján nem tudunk az aprólékos ásványtani különbségek helyett más – a kőzetek leszármazását inkább megvilágító – jelleget kiemelni, így valamennyi megelezett kőzet „vérrokonságát” bizonyítottnak véve, közelebbi leszármazási rendjük és összefüggéseik kinyomozását az új alapokon induló további kutatásoktól várjuk.

### 3. Az ércesedés általános jellemzése

A nagybörszónyi ércelőfordulás egységesen alig jellemezhető. Egymást követő szakaszokban roppant különböző hőmérsékletű, fémtartalmú és eloszlású ércesedés érte a terület egyes részeit. Ezek egymásnak helyt adva és összefonódva változatos kifejlődésű ércetesteket hoztak létre.

Arra vonatkozólag, hogy a hegység egyedüli ismert szulfidos érces góca milyen tényezők összejátszására alakult ki s mi okozza, hogy a hegység más részein szulfidos ércnek ennyi nyoma sem mutatkozik, jórészt találgatásokra vagyunk utalva. Nem véletlen, hogy az érc a beszakadásos vulkáni működés területén lép fel s nem a nagykiterjedésű piroxénandezit rétegvulkánhoz kapcsolódik. Más vulkáni területeken (Selmec-Körmöci Érc-hegység, Mátra) is hasonló jelenségeket tapasztalunk. A hegység vulkáni felépítése és ércesedése közötti kapcsolat annyiban is hasonlít az említett területekéhez, hogy az ércképződés időben is a rétegvulkáni környezetnél fiatalabb beszakadásos vulkáni működés folyamatsorához kapcsolódik, a későbbi fiatalabb szakaszok pedig csak az ércanyag áttelepülését, elváltozását okozták.

A nagybörzsónyi ércesedés általános jellemzését a feltárások térbeli eloszlásából adódó csoportosításban látszik célszerűnek megadni a következőképp (III. melléklet):

- A) Rózsabánya ércesedése
- B) Fagyosasszonybánya ércesedése
- C) Bányapusztai ércesedés
- D) Kurucpataki ércesedés

#### A) RÓZSABÁNYA ÉRCESEDÉSE

A Rózsashegy ÉNy-i lejtőjén biotit-amfiboldácitban és amfibolos hipersténandezitben helyet foglaló nagyhőmérsékletű, eres, fészkes, impregnációs ércesedés, melyet az Alsó és Felső Rózsabánya, a Rózsaakna 35, 70, 96 és 112 m-es szintjei és az altáró 1410–1589 m közötti szakasza, ill. É-i harántvágata tárt fel (II. és III. sz. melléklet).

A nagyhőmérsékletű impregnációs jellegű ércesedést csak kivételes esetben kísérte kovásodás (Felső Rózsabánya), kibúvását így nem ismerjük. Természetes kibúvása csak a Felső Rózsabánya közvetlen környékére korlátozódott. Ennek kovás, arzenopiritesszegény érce, melyet a középkorban a kibúváásra telepített magasabbszinti, majd ennek alávájására indított Felső Rózsabánya megnyitott, a Rózsabánya ércesedésére egyáltalán nem jellemző s csak mint utólag teljesen átalakult, felszíni kifejlődést soroljuk ide. A Rózsabánya ércesedése, főtömegében pirrhotinos kiindulási anyagával és fészkes, impregnációs jellegével csak később, a gyenge Felső Rózsabányai ércnyomok újabkori alávájása, az Alsó Rózsabánya feltárásai révén vált ismeretessé. A helyenként meglepően dús ércfészkeket tartalmazó előfordulás még a XVIII. században sem szolgálhatott huzamosabb, rendszeres bányászkodás alapjául. Kiterjedtebb feltárás ezért nem létesült. Összefüggő fejtésről pedig egyedül az Alsó Rózsabánya 70–75 m-es szakaszától K-re eső, felszínig érő, tölcészerű beomlás tanúskodik.

Az ércesedés központjának a Rózsaaknát, mint a bányafeltárásokkal megütött legércesebb gócot tekintjük. Az impregnációs, hálózatos ércesedés szabálytalan kifejlődését tekintetbe véve azonban nem tarthatjuk kizártnak, hogy a közelben a Rózsaakna vágatrendszerével feltárthoz hasonló, kisebb, vagy nagyobb, szegényebb, vagy dúsabb ércesedés máshol, bányászati feltárásokkal el nem ért helyen is megjelenjék.



A nagybörzsönyi ércelőfordulás területén végzett geofizikai mérések éppen azt a célt szolgálták, hogy fizikai adatok alapján bővebb alátámasztást nyerjünk a szabálytalan kifejlődésű és elrendeződésű ércetek nyomozására. A nagyobb területet felölelő mágneses mérések a földmágnesség vertikális intenzitásának 50 m-enként kijelölt szelvényekben 20 m-es állomásközökkel történt meghatározása alapján jól jellemezhető negatív anomália-területként jelölték ki azt a zöldkoves biotit-amfibolandezites és dácitos képződménysávot, melyben a Rózsabánya ércesedése fellép (23).

A szubvulkáni összlet általánosan kis mágneses intenzitású sávján belül a természetes potenciálmérések bizonyultak alkalmasnak arra, hogy a biotit-amfiboldácitos közettömeg szabálytalan eloszlású érceteiről fajlagos indikációt nyújtsanak. A  $10 \times 10$  m-es hálóban végzett természetes potenciálmérések ekvipotenciális görbéi két határozott (150 mV értékkülönbségű) negatív anomália-maggal két ércesedési központra utalnak. Ezek egyenként  $100 \times 150$  m területűek, s közös csapásuk mentén, — ami az ércesedés uralkodó É—D irányával is egybeesik, — megnyúltak (70).

Az É-i negatív anomáliaterület csaknem pontosan fedi a rózsabányai ércesedésnek az Alsó Rózsabánya, ill. a Rózsaakna feltárásaiban megismert, legfontosabb központját. Sajnos, nem létesült felszínközeli bányászati feltárás, mely eldönthette volna, vajon a D-i negatív anomáliaterület is a Rózsaaknáéhoz hasonló ércesedési központot fed-e, mely az előbbihez hasonlóan az altáró szintjéig — vagyis az egyetlen bányászati szintig, melyen a kutatás a D-i negatív anomáliaterület alatt elhaladt — elmeddült.

A Rózsabánya ércesedésének megjelenéséből és eloszlásából semmilyen földtani tényező meghatározó szerepét kiolvasni nem lehet. Szerkezeti előkészítettségről egyáltalán nem beszélhetünk, hiszen az ércesedés fő jellemvonása éppen az alkalmas befogadó szerkezet hiánya. Ez okozta, hogy a Rózsabánya érce eddigi ismereteink szerint kb.  $0,6 \text{ km}^2$  területen, mintegy 180—200 m szintközben szabálytalanul szóródott szét, hajszálvékony repedések és elválási lapok mentén. Jelentősebb feldúsulásai nagyobb részben ismeretlen tényezők összejátszása folytán szabálytalanul alakultak ki, nagyobb ércetek képződésére egyáltalán nem kedvező feltételek mellett. Nem állíthatjuk, hogy 100 m-rel távolabb a megismerhető földtani feltételek bármely szempontból lényegesen kedvezőtlenebbek lennének.

A rózsabányai ércesedés mai alakjában többszörösen átalakult, áttelepült megjelenése az eredeti pirrhotinos nagyhőmérsékletű legidősebb ércesedésnek; így arra is gondolhatunk, hogy az ércanyag áttelepülésében, átalakulásában az eredeti ércetest közvetlen közelébe, esetleg helyébe is benyomult piroxénandezitnek volt szerepe. Az ércesedés jellegeit a bányaföldtani, ill. ércmikroszkópi ismertetés kapcsán vesszük pontosabban számba.

#### B) FAGYOSASSZONYBÁNYA ÉRCESEDÉSE

A Rózsahegy DNy-i részének ércesedése uralkodóan teléres; galenittel, világosszínű szfalerittel jellemezhető (III. sz. melléklet). A Fagyosasszonybánya és a Királyrét környékén a teléreket természetes kibúvásaik árulták el, valószínűleg ezeken akadt meg először a Börzsönyben ércet kereső bányász szeme. Ma már nem tudjuk rekonstruálni, hogy az ércelőfordulásnak milyen

szakaszokon, milyen méretű kibúvásai voltak érintetlen állapotban, tény azonban, hogy a bányászat első (1439 előtti) virágzásának súlypontja itt volt (55).

A Fagyosasszony ércelérek határozott csapásukkal irányt mutattak a felszíni vagy felszínközeli kutatáshoz. Az egyszerű összetételű, könnyen feldolgozható érc, mely kibúvásain (részben talán másodlagos feldúsulás révén) az újabb kutatásokkal megütött szinteknél lényegesen nagyobb nemesfém-tartalmú lehetett, középkori mértékkel mérve, jól fizethetett. Évtizedeken, sőt évszázadokon át tartó, nagyjából megszakítatlan bányászatkodáson középkori értelemben nem kell tömegtermelést értenünk, a – válogatott – dúsérctermelés az egész időszak alatt aligha emelkedett 100 m<sup>3</sup> fölé.

A telérek mentén sorakozó dúsérces lencsék leművelése – még oly szerény méretek mellett is – biztosított annyi hasznot, hogy a kutatókedvet évszázadokon és a telércsapás száz meg száz méterén keresztül ébren tartsa. A középkor kitarató bányászati tevékenységéről az érces csapások mentén, a Rózsahegy gerincén két (közel 1 km hosszú) csapáson sorakozó horpák és a kibúvástól a völgytalpig több szinten telepített tárók többszáz fm kiterjedésű műveletei tanúskodnak.

A viszonylag kisméretű ércelőfordulás lényegileg még a középkori műveletek során kimerült, az altárószerű alávájással (Ludmillatáró) rátörő újkori kutatás a bányászat feltámasztására elfogadható érces közöket már nem talált. Jelentéktelen kiterjedésű érces szakaszok váltak ismertté a Fagyosasszonybánya ércesedési körén belül, az altáró szintjén végzett legújabbkori kutatásokból is. Az egész ércesedés jellegét, sajnos, az utóbbiak alapján vagyunk kénytelenek megítélni, s mivel a magasabb szintek nagyobb vastagságú és feltehetően gazdagabb érces kitöltései régen a bányászatkodás, ill. a felszíni oxidáció áldozatául estek, ismertetésünk, úgy lehet, hiányos és egyoldalú.

A Fagyosasszonybánya ércesedését ÉÉNy-i és ÉÉK-i, egymást hegyes-szögben metsző telérágak hálózataként jellemezhetjük, melyek leggazdagabban ércesedett, 200 m-es súlyponti szakaszát a Rózsahegy DNy oldalgerincének D-i lejtőjén a Felső, Alsó Fagyosasszony és az Istvántáró tárta fel (II. sz. melléklet). A Ludmillatáró műszaki tehetetlenség folytán megrekedt kutatásai lettek volna hivatottak arra választ adni, hogy a fagyosasszonyi ércesedés ezen dúsabb szakasza a kibúvás alatti 100 m-es szintközben belül É felé meddig terjed összefüggően. E lényeges kérdés eldöntésével a 9 éven át végzett bányászati kutatás végül is adós maradt. További 100 m-rel mélyebb szinten, az altáró D-i keresztvágatából végzett kutatás csak annak eldöntésére volt alkalmas, hogy a kibúvás alá 200 m-re a Fagyosasszonybánya ércesedésének vékony és szegény elágazásai hogyan húzódnak le, így a telérágak teljes lehetséges kiterjedését figyelembe véve, a modern bányászat tömegtermelési igényeit kielégítő méretű érces közökre a nagybörzsönyi ércelőfordulás ezen szakaszán sem számíthatunk.

A Rózsahegy DNy-i oldalgerincének horpasora és a tárónyomok az előbb említett telérrendszertől Ny-ra levő, azzal párhuzamos érces csapás kifejlődéséről tanúskodnak. Az 1946 évi felvétel során PANTÓ ezt a fagyosasszonyitól különálló, „Királyréti” érces csapásként írta le (35). Ezt a csapást az utóbbi évek kutatásai sehol sem érték el és alá sem várják, így erre vonatkozó ismer-

reteink semmivel sem bővültek. A középkori bányászat nyomaiból ítélve sokkal gazdagabban érces fagyosasszonyi csapás mellett ez a csapás az újranyitások és új feltárások fényében gyakorlatilag jelentéktelennek minősült. Elég azt megjegyeznünk, hogy a fagyosasszonyival bizonyára együtt keletkezett, teléres képződményről lehet itt szó, melynek kitöltése a hányóanyag és egy rövid ideig használt zúzó fennmaradt meddőjének bizonyossága szerint több kovát és kevesebb ércásványt tartalmazott. Nemesfémekben talán ez a telér gazdagabb lehetett. Ez a telérképződmény D felé távolabb nyúlik, mint a fagyosasszonyi, mivel kibúvásai, sőt az azok alá hajtott régi bányafeltárások nyomai a Keresztvölgytől D-re, az Istvánkunyhó nevű hegyorom alján is megtalálhatók.

A Fagyosasszonybánya ércesedését — a Királyrét környéki érces nyomokat is hozzászámítva — az új kutatások D és Ny felé nem határolták le teljes szabatsággal. E kutatás fejlődési sajátossága volt, hogy a régi művelések épen hagyott közvetlen talpában javasolt és minden tekintetben indokolt feltárási szintet átugorva, a kutatás súlypontja az ércesedés függőleges kiterjedéséről nyert hozzávetőleges tájékozódás megszerzése előtt került az altáró szintjére. Itt a feltárások az ércesedés elszegényedett övében járva, nem az ércesedés megismeréséhez szolgáltatnak adatokat, hanem negatív eredményeikkel csak a kutatás gyakorlati kérdésének lezárásához nyújtottak támpontot. A Királyrét környéki érces nyomok altárószinti aláválása — a fagyosasszonyi feltárásokról mondottak értelmében — sem az ércesedés megismerése, sem az előfordulás gazdasági értékelése szempontjából nem lett volna indokolható.

A Fagyosasszonybánya ércesedésének eloszlásáról és kiterjedéséről a régiek által megfigyelt, számunkra inkább csak horpák soraként követhető kibúvások nyújtanak felvilágosítást. Bővebb tájékoztatást az ércelőfordulás felett végzett földmágnességmérésekből sem meríthetünk (23). A Fagyosasszonybánya környékén a vertikális intenzitás anomália-térképe nem árul el világos összefüggést a kőzetek mágnessége és az ércesedés megjelenése között. Csekély különbségű, viszonylag negatív anomália-sávok futnak ugyan nagyjából az érces csapások felett, de az egyezés nem olyan fokú, hogy annak törvényszerűséget tulajdoníthatnánk. Az anomáliatérképről ilymódon sem párhuzamos érces csapások esetleges jelenlétét, sem a „Királyréti” csapás D-i folytatódását leolvasni nem lehet.

Itt említjük meg, hogy az ismertetett telércsapásoktól Ny-ra a nagyfeszültségű távvezeték nyomvonala mentén feltűnően okkeres sáv keresztjezi a Rózsahegy DNy-i oldalgerincét. A felszíni megfigyelés alapján ércesebbnek gyanítható É-D-i sávban KISVARSÁNYI G. közlése szerint természetes potenciálmérési harántszelvényekkel ércesedést kimutatni nem sikerült, s erre az okkeres sáv altáróval történt harántolása sem nyújt adatot.

A Fagyosasszonybánya ércesedésénél sokkal inkább beszélhetünk szerkezeti meghatározottságról, mint a Rózsabánya esetén. A főbb telérágak lefutása megegyezik a hegység uralkodó szerkezeti irányaival (II. sz. melléklet), amit az ércesedés közvetlen közelében a felszínen kijelölt kőzettelérek is követnek. Az ércesedésnek a különböző korú vulkáni működési szakaszokkal való kapcsolatáról sokkal kevésbé lehet határozottan nyilatkozni. Be kell vallanunk, hogy az újranyitások és új feltárások — több-kevesebb hiánysággal, de nagy gondossággal elvégzett — bányaföldtani szelvényezése alap-



ján sincs minden tekintetben tiszta képünk az ércesedés mellékkőzetéről. Ennek oka az, hogy magasabb szinteken a régi feltárások zöme csapásirányú vágat, ill. fejtési üreg, melyek csak a közvetlen telérfal szélsőségesen elbontott kőzetét teszik hozzáférhetővé. Ezeket mikroszkópi vizsgálattal sem lehet felismerni azokat az eredeti kőzetjellegeket, melyek finom árnyalataira az ép andezitek felosztása támaszkodott.

A külszíni térképezés az érces csapások felett az akkori megítélés szerint „zöldkövesedett amfibolandezit agglomerátumszerű” képződményt jelölt ki. A bányafeltárások bontott mellékkőzetén agglomerátumos szerkezet azonban csak ritkán figyelhető meg s akkor is helyi szerkezeti morzsolódással értelmezhető. Valószínű tehát, hogy a felszínen kibúvások és morfológiai jelek alapján kijelölt „kőzettelérek vagy tömzsök” az egységes andezittömeg épen maradt magjai, melyeket — az érces csapásokkal párhuzamosan — fő szerkezeti irányok mentén elbontott kőzetövek határolnak. A lebontott kőzetsávok „alpanyaggá” folynak össze, melyen belül a különböző alkotású „kőzettelérek” (biotit-amfibolandezit, amfibolos piroxénandezit) eredeti határvonalai teljesen elmosódnak.

A Fagyosasszonybánya környékének földtani felépítésében feltűnő, hogy az érces csapások az egységes biotit-amfibolandezit tömeget kettéválasztó dácitáttörés határfelületén jelennek meg (I. sz. melléklet). A Rózsahegy DNy-i részét a fő paroxizmus piroxénos amfibolandezitje építi fel, mely a felszín alatt mélyen a térképi biotit-amfibolandezit, ill. dácit határa alá húzódik. A bányafeltárások arról tanúskodnak, hogy a Ludmillatárhoz szintjén, s az alatt a piroxénandezit a fagyosasszonyi ércesedés uralkodó mellékkőzete.

Ahhoz, hogy az ércettelérek piroxénandezit mellékkőzetét egész pontosan megítélhessük, a színes elegyrészek fajtája s ezek aránya szerint elkülönített változatokat az ércetek közvetlen kapcsolatában is fel kellene tudnunk ismerni. Ez azonban erős lebontási övekben nem lehetséges. Különösen mindenestre a térbeli találkozás a befejező vulkáni működés amfibolos augitandezit benyomulása és a fagyosasszonyi ércesedés központja között. A kettő közötti genetikai (időbeli) kapcsolat azonban csak akkor igazolódna, ha eldönthető volna, melyik szubvulkáni szakasszal jártak együtt azok az érc kísérelő hidrotermális kőzetelváltozások, melyek a befejező működés ép augitandezitjét már nem érték.

A korviszony elbírálásához a Ludmillatárhoz hátsó szakaszának kőzettani szelvénye a legfontosabb adat. Sajnos, a kérdés mai fogalmazásban való eldöntéséhez a tárhoz bejárhatósága idején nem gyűlt össze elegendő megfigyelés. **KISVARSÁNYI G.** az augitandezit elterjedésének tárgyalásánál (18) azt közli, hogy „a Ludmilla-tárhoz 78. mérési pontjáról 3,5 m-re (bejáratától 327 m) kezdődik és a vājvégig észlelhető”. Kéziratban fennmaradtak **HERRMANN M.** mikroszkópi kőzetmeghatározásának eredményei a gyűjtési helyek pontos feltüntetésével. (13). Ebből az tűnik ki, hogy teljesen ép kőzetselvény, melyen a színes elegyrészek pontos meghatározása lehetséges volt, csak a vājvég előtt (de az ércetelér harántolása után) nyíló, ún. „ép andezitvágat”-ból állt a kutatók rendelkezésére. A Ludmillatárhoz 120 m-es szakaszának egységes kőzettani felépítésére vonatkozó megállapítás tehát a többé-kevésbé elváltozott színes elegyrésztű andezitminták szöveti hasonlóságára alapozott általánosítás. A korkérdés miatt különösen élesen felvetődő kőzettani különbség-

tétel a rendelkezésre álló adatok alapján megnyugtatóan nem dönthető el. **KISVARSÁNYI** „általánosítás”-ával szemben jogosultnak látszik **MIKÓ L.** ellenvetése, aki a mélyebb szint altároló D-i harántvágatából indított (60 m-es fel-törés kutatóvágata) vizsgálata alapján csak az érces csapáson túl tételez fel augitandezitet (III. sz. melléklet), s ennek benyomulását az ércesedésnél későbbinek tartja. A telér elbontott mellékkőzetét viszont amfibolos hiperszténdandezitnek minősíti.

Megjelenésük és ásványtársaságuk alapján a Fagyosasszonybánya ércesedéséhez soroljuk az Istenáldástároló vékony galenites teléreit is (II. sz. melléklet), melyek az érces csapás legészakibb, a Nagypogányhegy biotit-amfiboloklorodácit tömegébe átnyúló szakaszát jelölik. A csekély vastagságú és gyenge fémtartalmú telérek kifejlődéséből nem lehet arra következtetni, hogy az ércesedés megszakítatlanul továbbhúzódna É felé, bár ebben az irányban 1 km távolságra újabb ércelőfordulást ismerünk (Bányapuszta).

A Fagyosasszonybánya ércesedése a rózsabányaival szembeállítva a Rózsahegy fiatalabb, teléres jellegű, kisebb kiválási hőmérsékletű, érces képződménye. A két ércesedés széles övben fedi egymást, újraoldódások, kiszorítások, átalakulások révén keveredett. Kifejlődésbeli változatosságának ismertetésére később térünk rá.

### C) BÁNYAPUSZTAI ÉRCESÉDÉS

Nagybörzsöny környékén a legelőbb bányász hagyomány Bányapusztán (II. sz. melléklet) maradt fenn a második világháborúig. Az erdőt járó emberek fontos állomása volt a zitteni erdészház. A bányapusztai erdészesség apáról fiúra szállt, s vele együtt a szájhagyomány, hogy a puszta közvetlen környékén nyíló bányákból valamikor aranyat, ezüstöt nyertek. A bányászok valamikor 12-en voltak s sűrűn jártak oda. Számuk aztán egyre apadt, mind ritkábban jöttek el bányászni. A „kincset” (dúsérc) tarisznyában vitték el. Utoljára két, majd csak egy bányász kereste fel nagyritkán a bányát, majd az is elmaradt s a tárók beomlottak.

Aligha ellenőrizhető az Oswald erdészcsalád szájhagyományának hitelessége. Egy kihalt bányatársaság tevékenységére mindenesetre ráillik e jellemzés. A Bányapuszta név nagy valószínűséggel a **SZABÓ J.** leírásában (58) szereplő „Szláva bányá”-val azonos, vagyis ez az a feltárás, melyből **KITAIBEL** „aurum problematicum”-a, tehát a wehrlitnek nevezett bizmuttelluridkeverék előkerült. 1852-ben tehát, ha következtetésünk helyes, a bányászat már régen megszűnt, de az egyik táróba rövidebb szakaszon be lehetett jutni. Egy régi bányaépület állt még akkor s valószínűleg ez volt a későbbi erdész tanya, Bányapuszta őse.

Bányapuszta ércesedését a Rózsahegy ércelőfordulásától a Nagypogányhegy több mint 1 km-es — felszíni adatok szerint ércmentes — szakasza választja el. Nincs pontos adatunk az ércesedés kiterjedésére, de szélső pontjai nemigen eshetnek 3–400 m-nél távolabb egymástól. Az érc telérekben jelentkezett, melyek iránya s jellege sok tekintetben a Fagyosasszonytelérékéhez hasonlít. A telérek kibúvásaiból ma semmi sem látható, évszázadokkal ezelőtt azonban a bányászok nyomravezetői — a puszta környékén jól felismerhető

horpakutatás nyomaiból ítélve — az ércelőfordulás természetes kibúvási lehettek. A Bányapuszta környéki kutatás — termelés megindulására, időtartamára nincs történeti adatunk. A bányászkodás mindenesetre rövidebb életű lehetett a Fagyosasszonyénál s ha — mint valószínű — meg is indult a közép-korban, itt a művelésbe hosszabb szünetek iktatódtak.

Bányapuszta környékén LIFFA 6 beomlott tárót sorol fel (30). Az erdészházzal szemközt, egymás felett két ÉNy irányú táró (1, 2), a pusztától D-re vezető út  $\diamond$  431-nél (3) és a Templomvölgy bejáratánál (4) indított ÉNy, ill. ÉÉNy-i táró és a Magyarhegy  $\diamond$  685-től a pusztához lefutó DK-i vízmosás DNY-i oldalában a Börzsönypataktól 240 m-re telepített „Rókalyuk” (5) a Magyarhegy tömegébe, a puszta két órháza között telepített K-i irányú táró (6) pedig a Kishideghegy „Juhakol” nevű orrának tömegébe hatolt. LIFFA csupán a Rókalyuk elnevezésű tárót tudta 12 m hosszúságban bejárni, abban 234° csapású, 20–40 cm vastag „érces kaolintelért” észlelt.

1946-ban PANTÓ G. a Juhakol D-i lejtőjén még egy ÉK-i irányú táró nyomára bukkant (7), bejárni, azonban csak a pusztával szemközti kis tárócskát (1) tudta. Az egyenletes finomszemű elbontott andezitben haladó rendkívül szűk szelvényű tárót kb. 40 m hosszúságban sikerült bejárnia, de vékony kaolinos zsinórokon kívül az ércesedésnek semmi nyomát nem észlelte.

A tárók jelentéktelen hányói nem engedtek kiterjedt bányászkodásra következtetni, így a rózsahegyi ércesedések sokkal inkább súlyponti területül kínálóztak a kutatás számára. Az újrányítások csak 1950 őszén jutottak el Bányapusztához s a választás az erdészházzal szemközti felső táróra (2) esett, mivel ennek irányában a Magyarhegy alján sorakozó berogyások beomlott fejtési ürege utaltak.

A 2. táró — PANTÓ G. 1950-ben készült jelentése szerint — „kb. 20 m után a lefejtett telér csapásán haladt. A főteácsolaton kimászva a beszakadt táró feletti, kifejtett telérhasadék kb. 30 m-es szakaszon járható be. A fejtés a 40. m-től 120 cm széles telér mentén változó magasságig ér fel”. Sem az oldalon, sem a vájvégeken ércásványt felfedezni nem sikerült. A felszínközelség megmagyarázza, hogy minden szulfidos ásvány eloxidálódott és a kőzet felületén kristályos gipsz lerakódást képezett.

A jelentésben javasolja, hogy a telér ép kitöltését a táró talpán indított kutatóaknából vizsgálják meg, mivel a táró szintjén további újrányítástól sem lehet oxidálatlan érces köz elérését remélni. A Bányapusztai táró talpának megvizsgálása nem történt meg. Az újrányított 120 m táróhosszból 80 m-es szakasz alaprajzát ugyan az Ércbányászati Vállalat bányamérnöksége a kutatás 1:1000-es méretű bányatérképén feltüntette, de arról ércföldtani adat nem maradt fenn. 1953-ban, a rendszeres vágatszelvevényezési munka megindulásakor a táró már nem volt bejárható.

A rendelkezésre álló kevés adat alapján a bányapusztai ércesedés teléres jellegű előfordulás, fő csapásirányai ÉNy és ÉK. A telérágak kifejlődése a fagyosasszonyihoz hasonló. A telérek hosszabb csapásmenti kiterjedésben nem kitartók, vastagságuk lencsésen változó. A telérkitöltésről nincs megbízható adatunk. Olyan feltárás, mely a kitöltés szerkezeti vonásait jellemezhetné, megfigyelésre vagy leírásra nem került. Ásványtani vizsgálatra alkalmas ércanyag a kutatás során nem került elő, így a telér ásványos összetételének megállapítására elfogadható támpontunk nincs. Alaki és méretbeli hasonlóság

alapján kézenfekvő arra gondolnunk, hogy a telérek kitöltése a fagyosasszonyiakhoz volt hasonló. Helyi jellegként esetleg még a bizmutásványok felzaporodására következtethetünk.

Az ércelőfordulás lehatárolása egyik irányban sem történt meg. A régi műveletek alapján nagyobb kiterjedésűnek és gazdagabbnak tekintett érce-sedésekre irányult mélyebbszínti kutatás reménytelensége alapján Bányapuszta alávájásától műrevaló érces közök feltárását várni nem lehetett. Kár volt azonban a felszínközeli kutatást anélkül otthagyni, hogy az ép érces kitöltést bárhol is megismerhettük volna. A gyakorlati értékelést ugyan a közvetlen talp megkutatása aligha befolyásolhatta volna, az érceleptani kép azonban lényegesen gazdagodott volna általa. A bizmuttelluridok — irodalomban klasszikus leelőhelyként idézett — nagybörzsönyi megjelenéséről érceleptanilag így éppoly keveset tudunk, mint a legutóbbi kutatások megindítása előtt.

#### D) KURUCPATAKI ÉRCESEDÉS

A Kurucpatak ércnyomairól még a bányapusztainál is kevesebbet tudunk (II. sz. melléklet). A felszíni megfigyelés inkább csak kiterjedt piritbehintést árul el, figyelemreméltó ércfeldúsulásról nem tanúskodik. A kedvezőtlen előjelek alapján a kurucpataki ércesedésen újabb bányászati kutatás vagy újranyitás nem történt. Csak a régi kutatások nyomai jogosítanak fel arra, hogy itt „ércesedésről” beszéljünk.

A Kurucpatak főágának felsőfolyásán, a Kishideghegy kettős kúpja közötti nyereg ÉK-i lejtőjén jelölhetjük ki — pontos határok nélkül — a kurucpataki ércesedést (II. sz. melléklet). E területen el kell különítenünk egy régebbi és egy újabb kutatási időszakot. A régebbi — valószínűleg újkori — kutatás a völgytalpról, ill. a kb. 20 m-rel felette indított 4 táróval a (hányóanyag tanúsága szerint kvarcos kitöltésű, gyéren szulfidos) telérekre irányult. A beomlott tárók közül háromnak iránya DNy-i lehetett, egyiké ÉK-i, hosszuk, a hányótérből ítélve, nem volt jelentős. A biotit-amfibol-kloroandezitből, ill. ennek „agglomerátumszerű” vagy bontottabb változatából felépülő kutatási területen nyomát sem lehet látni telérkibúvásnak, melynek alávájására a kutatótárókat telepíthették. A hányón talált telérkitöltés anyagában piriten kívül más ércsványt kimutatni nem sikerült. Nemesfémtartalma (átlagminta elemzése szerint) roppant csekély: 0,12 g/t Au, 2 g/t Ag.

Az újabbkeletű kutatás, mely 1930-ban, LIFFA felvétele idején még folyamatban volt, a biotit-amfibol-klorohidroandezit durvaszemű piritbehintésére irányult (30). A Kurucpatak vízmosása mellett mélyített kutatóakna LIFFA adatai szerint POHL L. kölni vállalkozó környékbéli ércutatásához tartozott. Az akna 10 m mélységig jutott, végig kaolinosodott, kovásodott andezitben, mely 2–4 cm átmérőjű pecsétekben durvakristályos piritet tartalmazott. Sem a kőzet kifejlődése, sem a behintés mennyisége nem változott lényegesen az akna szelvényében. A piritbehintés bizonyára nagyobb területre terjed ki azonos sűrűség mellett, ui. a patak ÉK-i oldalán 2 m mély kutatóakna ugyanezt tárta fel.

A kurucpataki kutatás nemesfémre irányult. A mintákat POHL L. a Főkémlő Hivatallal és ZÖRNIG, W. kölni vegyészszel párhuzamosan elemeztette meg (30). Ennek eredménye a következő volt:

Minta jele	Zn	Cu	Fe	S	SiO <sub>2</sub>	Au g/t	Ag g/t	Elemző
„Ércminta”	0,15%	—	3,50%	2,64%	82,94%	—	—	Főkémlelő H.
„Ércminta”	0,27%	—	6,57%	2,68%	80,95%	3		ZÖRNIG
„Kőzetminta”	—	0,01%	—	3,13%	54,73%	—	—	ZÖRNIG
„Ércminta”	—	—	—	—	—	0,5	1,5	Főkémlelő H.
Ellenőrző minta a hányóról (1946)	—	—	—	—	—	0,29	5,24	CSAJÁGHY

Az elemzések arra utalnak, hogy a kurucpataki kaolinosodott andezit durvaszemű piritbehintése nem egyszerű kőzetlebontási folyamat eredménye. A nem elenyésző nemesfém-tartalom ércképző folyamat közrejátszását bizonyítja, mely azonban művelést érdemlő feldúsulást e helyen nem eredményezett.

A környékbeli újabb kutatások méreteiből és telepítéséből számottevő ércesedésre következtetni nem lehet.

#### 4. Bányaföldtani jellemzés

##### A) RÓZSABÁNYA

##### a) Ércteleptani vonások

A Rózsabánya ércesedésének roppant változatos ércteleptani megjelenéséről a benne haladó bányafeltárások legnagyobb részének pontos vágatszelvevényezése révén képünk van. A bányafeltárások részletes vizsgálatát az újranitás, ill. kutatás különböző szakaszában más-más kutató eltérő módon végezte, így az adatrögzítés távrolról sem nevezhető egységesnek. Szerzők a feltárások legtöbbször csak futólagos bejárásból ismerik, sok helyen pedig egyáltalán nem volt alkalmuk az ércesedés kifejlődését tapasztalatból megismerni. Ezért nem tudják az érc kifejlődés, érceloszlás sokrétűségét s fokozatos megváltozását a kibúvástól számított mélység, ill. mellékközhatások függvényében olyan behatóan ismertetni, amint azt a roppant gazdag változatosságú ércesedés megérdemelné.

Az adatrögzítés és hű ércteleptani jellemzés szempontjából igen nagybecsű GÖBEL É.-nek KISS D. közreműködésével készült, nagyszámú bányabeli fényképfelvétele. Az ezekről leolvasható jellegeket személyes megfigyeléseink kiegészítéseként beleszöttük az ércteleptani ismertetésbe.

Felső Rózsatáró (522 m tszf.). A kutatás során a Felső Rózsatáró volt a legmagasabb szint, melyen ércteleptani megfigyeléseket végezhattünk. Ez középkori kihajtású, vésett táró, mely a kutatások kezdete előtt 73 m hosszúságban bejárható volt. Újranitás itt nem is történt. A táró egyik ága vágóvégig járható, a másikat azonban az Alsó Rózsatáróba szolgáló 30 m-es, négyzetes szelvényű vésett aknán túli magasabb szintről nyíló gurító kifolyó laza-

törmeléke teljesen elzárja s a vájvégig kibontásra sem került. A törmelék alól az aknagyámba vágott, a tárónál mélyebb szintre vezető lépcső fokai bukkanak ki, melyek talán kifejtett, s később tömedékelt fejtési üregbe vezetnek.

A gurító száján kifolyó törmelékben érces darab is bőven akad és meg-egyeznek annak az érchalomnak az anyagával, mely a hányón maradt. Többé-kevésbé durván vagy rejtetten kristályos kovaanyag képezi ennek az érnek túlnyomó részét, benne apró fészkek, behintés alakjában jelennek meg a szulfidásványok, uralkodóan az arzenopirit. A kovás ércanyagon szalagosságot nem lehet felismerni, nem is valószínű, hogy telérből származott, inkább a Rózsabányára jellemző érchálózatot, fészkes, impregnációs övben sejthetjük eredetét.

Kovás impregnációs ércanyagból állhatott a Rózsabánya — ma már felismerhetetlen — kibúvása. Bizonyára ez alá indították azt a tárót, melynek beomlott nyílása és hányója a hegyoldalon a Felső Rózsatáró felett megtalálható. Ennek szintjére vezethet a Felső Rózsatáróban nyíló tömedékelt gurító.

A Rózsabánya ércesedésének erősen kovás, gyéren szulfidos, teljesen pirrotinmentes kifejlődését, mely a Felső Rózsatáró feletti kibúvási szakaszra lehetett jellemző, csak kifejtett darabjaiból ismerjük. Bármennyire érdekes is ércteleptani szempontból ez az eltérő kifejlődés, a kutatás számára semmi perspektívát nem nyújt.

A Felső Rózsatáróban ez a kifejlődés már nem látható. A táró kőzete erősen elbontott, zöldköves dácit. Ezt a táró elején csak ritkán futó diaklázisok, zsinórok járják át, beljebb a táró 25. méterétől kezdve ezek hálózata sűrűbbé válik. A zsinórok többnyire kaolinosak, limonitosak. Szulfidásvány, mely a felszínhez ennyire közel csak tömör kvarcanyagba ágyazva kerülhetne volna el az oxidációt, nem maradt fenn. A Felső Rózsatáró elágazáson belüli részén — mindkét ágba — GÖBEL E. impregnációs ércesedést jelöl, mely — megítélése szerint — az Alsó Rózsatáróban feltárt kifejlődéssel egyező (10).

A Felső Rózsatáró impregnációs övében a szulfidok egykori mennyiségét megbecsülni igen nehéz. Valószínű, hogy a szulfidásványok elbontásából képződött limonit szélesebb udvart színez, mint amennyire a szulfidok eredeti impregnációja terjedt. Így a Felső Rózsatáró impregnációs övét szulfidokban szegénynek, a Felső Rózsatáró fölötti és alsó rózsatárói kifejlődés között állónak kell tekintenünk. Ebből nem következtethetünk közvetlenül arra, hogy az ércesedés eredeti nemesfémtartalma is kisebb volt itt, mint mélyebb szinteken. A kibúváson és az alatt nem indult volna — szerény méretű, de középkori viszonylatban mégsem lekicsinyelhető — bányászat, ha az impregnációs öv művelése a remélt hasznot nem biztosította volna. A fémtartalom pontosabb meghatározására nincs adatunk, mert a Felső Rózsatáróban feltárt impregnációból, mely erős oxidációja folytán az ércesedés eredeti fémtartalmát amúgy sem tükrözi, elemzés nem készült.

A Felső Rózsatárót az Alsóval összekötő 30 m-es akna szelvényéről semmilyen bányaföldtani dokumentációnk nincs. Az akna középkori, vésett táróból, vésett, négyzetes szelvényvel indul, de 8–10 m után fala egyenetlenné válik, valószínűleg már az újkori kutatások során hajtották vagy bővítették. Az Alsó Rózsatáró teljes egészében újkori munka, valószínűleg ennek kihajtása

után létesítettek kapcsolatot (feltöréssel) a középkori kutatás idején kisebb mélységben felhagyott aknával.

Az akna felső és alsó végénél a tárókból is ismert impregnációs övön halad; kb. 70–80°-os dőléssel követi az elbontott és oxidált érces erekkel átjárt dácit fő elválási irányát. Az aknát a legújabb kutatás során nem ácsolták ki, így pontosabb bányaföldtani szelvényezésére nem nyílt alkalom. 1946-ban PANTÓ kötélén ereszkedett le rajta, ennek során szerzett benyomásai szerint lefelé haladva az impregnációs öv limonitos érhálózata sűrűbbé, vastagabbá válik, a kőzet egyre likacsosabb, elbontottabb.

*Alsó Rózsatáró* (491 m tszf.). Újkori kihajtású behatótáró, mely a Felső Rózsatáróból nyíló aknát 141 m-ben éri el. Nem került részletes bányaföldtani vizsgálatra. A tárót az első világháború alatti kutatásoknál használták, valószínűleg akkor is újranýtás révén. Azonosítjuk a SZABÓ J. leírásában (58) szereplő Kénbányával, tehát bizonyosan 1852 előtti, de valószínűleg nem középkori művelet.

A táró erősen elbontott dácitban halad. Említésre érdemes ércesedés az 50–80 m közötti szakaszon figyelhető meg. GÖBEL itt 35–120 cm vastag „kaolinos telér”-t említ limonitosan mállott szulfiderekkel. Valószínű, hogy e tárószakasz közelében az elágazó érhálózat impregnációs ércesedésbe vezet át. Ezen régi művelési szakasz során kisebb fejtés alakult ki. Ennek mintegy 1,5 m széles és 15 m hosszú, részben tömedékelt fejtési üregébe a főteácsolaton kimászva lehetett bejutni. A hasadék menti ércesedést valószínűleg a felszínig kifejtették s ez okozta az Alsó- és Felső Rózsatáró között a hegyoldalon látható mély horpadást. Az ércesedés minőségéről és eloszlásáról az oxidált fejtésfalakon bővebb felvilágosítást nyerni nem lehetett. E szakaszról vett — nem szabályos — részminták szerint a bennhagyott anyag nemességfém tartalma igen csekély; Au-tartalom nem volt kimutatható, az Ag-tartalom 11 g/t-ig emelkedik.

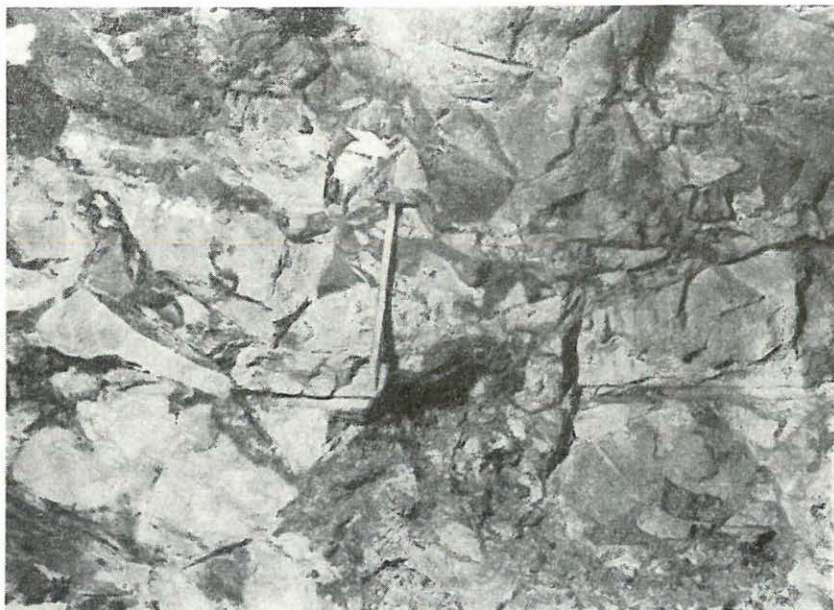
A Rózsabánya legjelentősebb ércfeldúsulása a Felső Rózsatáróból nyíló akna környékén alakult ki. Az érc erek, zsinórok hálózatában jelenik meg, ezek keresztezésénél kiszélesedő fészkeket alkot. Impregnációs ércesedésként tárgyaljuk; az erek, teléreskekéi ui. annyira szabálytalan lefutásúak, hogy telérhálózatról (Stockwerk) nem beszélhetünk. Az érc finomabb eloszlása hasonlít a recski tömzsökéhez — amelyeket a hazai érteleptani irodalom „tömzs” értelemben elismert — de itt az érceloszlás nagyobb térfogaton belül annyira egyenlőtlen, hogy a recskihez hasonló tömzskörvonalak semmiképpen sem adódnának ki.

Az érces impregnáció az egész nagybörzsönyi ércesedés uralkodó csapásával egyezően É–D irányban elnyúlt. Szélessége 30 m, hossza 80 m. Magasságát nehezebb pontosan megadnunk. A táró alatt 7–8 m-en — az erről a szintről indított Rózsaakna szelvénye szerint — az érces impregnáció lényegesen lecsökken. Felfelé az Alsó és Felső Rózsatárót összekötő akna szelvénye nyújtja az egyetlen felvilágosítást, ez azonban a fokozódó oxidáció folytán nem pontos. 15–20 m-rel az Alsó Rózsatáró felett adhatjuk meg az összefüggő impregnáció felső határát.

Az Alsó Rózsatáró ércesedésének legjellegzetesebb kifejlődése a Rózsaakna közvetlen közelében, az aknatér falain figyelhető meg. Az érces impregnáció az Alsó Rózsatáró szintjén itt volt a leggazdagabb, az érces kitöltés alakja

és ásványos összetétele a legváltozatosabb. Kifejlődését PANTÓ (47, p. 427) ábrája érzékelteti. Az érc a kőzet hézagaiban, repedéseiben szabálytalan zsinórok vagy bekérgesések alakjában jelenik meg s néhol, az erősebb fellazulás helyein bővül fészekké. Az aknatér Ny-i falának vázlata a mellékkőzet eredeti alkatának befolyását is jól tükrözi az érceloszláson. Az aknatér D-i fala agglomerátumszerű (morzsolt öv vagy álagglomerátum) kőzetből áll. Itt az épőbb magok, ill. kőzettöredékek szegélyén bekérgezés alakjában jelenik meg az érc, a kőzettömeg sajátságos fellazulásáról tanúskodva. Az aknatér É-i falán tömeges dáцит a mellékkőzet. Ebben a fellazulás kőzetréshálózatot követ s ez szabja meg az érczsinórok lefutását is. Ércfészkek a kőzetrések találkozásánál, azok zugaiban alakultak ki.

Az aknatér előbb jellemzett érceloszlásáról KISS D. kitűnő fényképe még pontosabb ábrázolást nyújt (18. ábra). Az érczsinórok, fészkek mozgalmas rajza hű képet nyújt arról, hogy a repedéshálózatból kiindulva miképpen hatoltak az érchezó oldatok a kőzettömeg belsejébe a legkevésbé ellenálló pontokon.



18. ábra. Impregnációs ércesedés, Rózsaakna géptér

Figure 18. Stockwork mineralization, Rózsa-shaft power room

Az akna környékén viszonylag gazdag az ércesedés, néhány méteren hirtelen csökken az impregnáció ércásványainak mennyisége s azzal együtt – de nem arányosan – a nemesfém-tartalom is. További métereken újabb dúsulás jelentkezik. Az említett rajz és fénykép az érceloszlás módját érzékelteti, de nem világítja meg a kialakulását. Az ércesedés kis és nagy méreteken egyaránt roppant szabálytalan. Látjuk a dúsabb impregnáció helyein, hogy a kőzet anyaga, fizikai tulajdonságai miképpen szabták meg az érc kiválás



helyi elrendeződését, de annak okát már nem tudjuk kideríteni, hogy miért jutott ide többszáz g/t nemesfém-tartalom, a szomszédos vágatszakaszba pedig már szinte semmi. Ez a hidrotermák viszonylag gyér feltörésével és szélsúlyos szétszivárgásával magyarázható, aminek okát a környezet közettani adottságaiban hiába keressük.

Az érc kiválás szabálytalanságából ered, hogy az ércesedést roppant nehéz lehatárolni. A dúsabb impregnációktól fokozatos – bár nem egyenletes – átmenetek vezetnek az ércel alig hintett és ércesedettnek nem nevezhető mellékkőzetig, s közbül az „ércesedés” határa szemre alig jelölhető meg. Az ércesedés viszonylag kis kiterjedése és egyirányú feltártsága folytán a résminták adatait is fenntartással kell fogadnunk. A meghatározott fém-tartalmak rendkívül nagy „szórását”, a kiugró értékek nagy számát megmagyarázza a résminták szabálytalan távköze és a rés rövidege (6–50 cm), ami a láthatóan ércesebb szakaszok válogatott mintázásáról tanúskodik.

Az ércesedés pontos körvonalazása, minőségének, fémeloszlásának jellemzése többszáz – átlagminőség tekintetében nem teljesen mértékadó – résminta-adat felhasználásával sem végezhető el. Nem könnyű feladat az érceloszlás vágatszelvényen való ábrázolása sem. A bonyolult érhálózat- és ércfészkek-rendszert néhány jellemző fénykép jól tükrözi (18., 19. ábra).



19. ábra. Impregnációs ércesedés, Alsó Rózsatáró, D-i irányvágat  
 Figure 19. Stockwork mineralization, Alsó Rózsa-gallery, southern cut

Az adatok összegezése szerint az Alsó Rózsatáró szintjén újrainyitott, illetve kihajtott 623 fm vágat a hálózatos ércesedés két jelentősebb – mintegy 30×40 m alapterületű – központját tárta fel: egyik a Rózsaakna környékén helyezkedik el, a másik a D-i irányvágat 100–130 m-e között. A fel-

tárás adatai szerint az Alsó Rózsatáró 50. méterétől a D-i irányvágat 150. méteréig terjedő 230 m-es szakasz (mintegy 20–30 m szélességben) sem nevezhető ércmentesnek, csak itt az érc kiválás egy-egy elmozdulási sík vagy morzsolódási öv közvetlen környékére szorítkozik, nem fonódik össze hálózattá. Az érces kitöltés a sűrű hálózatokban főként piritből, arzenopiritből, bizmutásványokból áll, jelentős nemesfém tartalommal.

A magános telérkéek, zsinórok ásványkitöltése a résminták tanúsága szerint sokkal inkább „fagyosasszonyi” jellegű, bőven tartalmaz galenitet. Sajnos a kétféle ércesedés ásványos összetételének szembeállítása megfelelően gyűjtött mintaanyag hiányában nem lehetséges.

*Rózsaakna* (491 m tszf.). Az Alsó Rózsatáró legércesebb szakaszán indított kutatóakna részben (70 m-ig) fentről való mélyítés, részben az altáró É-i harántvágatából indított feltörés útján 122,5 m összhosszúsággal létesít függőleges összeköttetést az Alsó Rózsatáró és az altáró között. Kutatószintek kiképzése az akna 35, 70, 96 és 112 m mélységben történt (III. sz. melléklet).

Az akna az Alsó Rózsatáróban megismert hálózatos ércesedésen indul, mely a 17. m-ig nevezhető erősebbnek. A kőzet breccsásan összetört, morzsolts, helyenként – az egyenlőtlen lebontástól – agglomerátumszerű. Az érc GÖBEL leírása szerint inkább gumós-fészkes, ritkán rendeződik zsinórokba. Erről tanúskodik az akna ezen szakaszáról készített egyetlen fénykép is (20. ábra). Eszerint nemcsak az ércásványok felhalmozódásaira jellemző a gumós, fészkes alak, de a meddő ásványok (kvarc, kalcit) is az előbbieket bekérgezőeként vagy önálló gumók alakjában jelentkeznek.

Az érceloszlás az akna mentén ugyanolyan szeszélyes volt, mint a táróban. A fémtartalom ugrásszerű változásait bizonyítják az aknából rendszertelenül és szabálytalanul szedett résminták elemzése is. Az érces fészkek ásványos alkotásának megítéléséhez ezek jól felhasználhatók. Eszerint az ércfészkek kitöltése határozottan „rózsabányai” jellegű. Uralkodó ércásvány a pirit, arzenopirit, amire szórványosan galenit, szfalerit, kalkopirit járul. Az érc nemesfém tartalma nem megvetendő mennyiségű.

A 17. méter alatt igen megritkulnak az ércnyomok, mindössze vékony erek hálózata a kevésbé morzsolts, de még mindig jelentősen bontott dácitot. 27–30 m között egy 277/62° helyzetű határozott vetősík vág át az aknán, melynek mentén bekövetkezett elmozdulást mindkét oldalon a dácit morzsolódása kísérte. Néhány méterrel mélyebben, de – GÖBEL megfigyelése sze-



20. ábra. Impregnációs ércesedés kovásodott dácitban, Rózsaakna  
Figure 20. Stockwork mineralization, in silicified dacite, Rózsa-shaft

rint — nem a vetősík mentén, elbontott piroxénandezit (amfibolos hiperszténandezit) jön az akna szelvényébe. Az erős lebontás elhomályosította a kőzet-határt, így GÖBEL fokozatos átmenetet tételezett fel a dácit és andezit között. A fokozatosság valószínűleg korábban kialakult benyomulások érintkezését mentén mutatkozó lebontásbeli átmenet.

A zöldköves piroxénandezitben erős kaolinosodás kíséretében jelennek meg az első érczinórok. Ezek vezetnek — valamelyest kiszélesedve és felszaporodva — a 35 m-es kutatószint D-i irányvágatában feltárt ércesedéshez. Az akna szelvényében az érces hálózat 40–42, 45–52 és 62–63 métereken kifejezettebb, de nem éri el az akna kezdeti szakaszának gazdagságát. Az ércerek mellékközete zöldkővesen bontott, de nem tapasztalható párhuzamosság a kőzettelbontás és az érces impregnáció között. Az érces hálózatok sehol sem bizonyultak résmintázásra érdemesnek, így ezek fémtartalmáról nincs közelebbi adatunk.

A piroxénandezit mellékközetben az érceloszlás lényegesen eltér az Alsó Rózsatáró szintjén dácitban tapasztalttól. Ott az érc egész tömege erek — fészkek hálózatában seprőződött szét. Itt a mellékközet eltérő fizikai tulajdonságainak megfelelően az ércanyag kisebb része jutott hajszálerekbe, az ércesedés központjaiban pedig összefüggő, tömör, csaknem tiszta szulfidos ércetst alakult ki. Ezek alakja teljesen szabálytalan, belőle érces zsinórok ágaznak ki. Egy kisebb ércetömsöt (1 m átmérőjű) a 78. méterben tárt fel az akna, egy nagyobbat (4 m átmérőjű) 88–92 m között. A tömör szulfidérc uralkodó ásványa a pirrhotin, vele jár kevés szfalerit, kalkopirit, arsenopirit. Galenit azonban nyomokban sem mutatkozik. Az ércesedés tiszta „rózsabányai” jellegét híven tükrözi az ércetömsők résmintaelemzése, melyet a Pb-tartalom hiányán kívül a nemesfémtartalomnak a magasabb szintek 10–30-szoros Ag: Au arányával szembeni 2–8-szoros mutatója jellemez.

Az akna 110–120 m-e között összefüggő, kaolinosodott övet harántolt, érces érhálózattal. Ennek kifejlődéséről a 112 m-es szinten kihajtott kutatóvágatok tájékoztatnak. Az előbbi szakaszhoz hasonló tömeges szulfidfelhalmozódást itt nem találunk, csak érces zsinórokat. Ezek ércanyagára már nem egyedül a „rózsabányai” ásványegyüttes jellemző, figyelemreméltó a fagyosasszonyi „beütés”, ami az e szakasról származó résminták Pb-tartalmában és nagyobb Ag: Au mutatójában jut kifejezésre.

Az akna gyakorlatilag ércmentes piroxénandezitben éri el az altáró É-i harántvágatát 122,5 m mélységben.

*35 m-es szint* (466 m tszf.). Bár az akna szelvényében ezen a szinten feltűnőbb ércesedés nem mutatkozott, az Alsó Rózsatáró szintjén megismert hálózatos ércesedés mélységi kiterjedésének nyomozására e szinten É, K, D és Ny irányban 136 fm összhosszúságú vágatot hajtottak ki. Valamennyi vágat zöldkővesedett amfibolos, augitos hiperszténandezitben haladt, figyelemreméltó ércesedést közülük — az alsó rózsatárói feltárásokhoz hasonlóan — csak a D-i irányvágat tárt fel.

A 35 m-es szint ércesedése minden tekintetben átmeneti kifejlődésű a magasabb és mélyebb szinteké között. Az ércesedés nem hálózatos, inkább telérszerű hasadékokat követ, ezen belül azonban fészkes, olykor tömör ércetömböket tartalmaz. A gazdagabb ércfelhalmozódások mindig „rózsabányai” jellegűek, — itt már uralkodó szerephez jut a pirrhotin — a vékonyabb, já-

mulékos erek kitöltésében azonban galenit és összetett ólom-szulfidok is jelentkezők.

A telérszerű érces hasadékok általában Ny-i (enyhébb, vagy meredekebb) dőlésűek, így a D-i irányvágat 46 m-en csaknem csapásirányban követte azokat. A hasadékok csapás mentén nem kitartók, vastagságuk nem állandó. Egyes szakaszokon lencsésen kivastagodnak, máshol zsinórrá szűkülnek, végeiken elseprőződnek. Ásványos kitöltésük és annak utólagos átalakulásai lépről lépésre változók. Ezt — mivel a szint ércanyagából több minta nem kerülhetett ásványtani vizsgálatra — legjobban az egyenlő távolságokban (5 m) gyűjtött résminták elemzéséből ítélni lehet. A tömör pirrhotinos ércelencsék ólmos, ezüstöt alig tartalmaznak, ezek inkább a zsinórokra szakadozó, gyéribben szulfidos részletekben dúsulnak.

70 m-es szint (421 m tszf.). Az akna 70–80 m-e között alakultak ki a legjellegzetesebben a Rózsabánya ércesedésére jellemző pirrhotinos „érc-tömszök” (tömbök). E kifejlődés igen tanulságos feltárását nyújtják a 70 m-es szinten kihajtott, összesen 67,7 fm-re terjedő kutatóvágatok, melyek érceloszlásáról MIKÓ L. részletes vágatszelvevényezése alapján pontos képünk van.

A nagyjából É–D-i kiterjedésű vágatfeltárás az akna mindkét oldalán nagyjából egy elágazó, kanyargós lefutású érczsinórt követ. Az érczsinór kifejlődése, ugrásszerű vastagságváltozásai, kitöltésének szakaszonként élesen elütő volta mind arról tanúskodik, hogy ez az ércesedés a telér elnevezést első sorban azért nem érdemli meg, mert képződése néhány méteres szakaszonként — bizonyára jelentős időközökkel elválasztva — eltérő jellegű folyamatok hatására ment végbe. Az átlagosan mindössze néhány cm vastagságú, gyakran hajszálerekre aprózódó zsinór a feltárás egyes pontjain minden átmenet nélkül 1/2 vagy akár 2 m vastagságú tömzssé szélesedik, hogy néhány méter után ismét hirtelen zsinórrá szűküljön.

Az ugrásszerű vastagságváltozással az érc ásványos összetétele is kicserélődik. A „tömszök” szabálytalan, tömör szulfidfelhalmozódásainak csaknem egyedüli ércásványa a pirrhotin, a belőlük továbbhúzódó vékony érczsinórból vagy a szomszédos hálózatos, hintett ércesedésből viszont ez az ásvány teljesen ki is maradhat és piritnek, galenitnek, esetleg szfaleritnek jut a vezető szerep. Ez a kifejlődés teljes mértékben kizárja, hogy annak a diszkontinuitási felületnek mentén, melynek zeg-zugos lefutását a feltárásban követett érczsinór jelzi, hosszabb szakasz egyvidejű felszakadására vagy éppen üregességre gondolhassunk, amit pedig a telérképződés alapvető feltételének kell tartanunk.

A 70 m-es szint ércesedésének alaki és tartalmi változatossága azonban egyedül a feltárt érces csapás szakaszonként való felszakadásával, ill. az érc-hozó oldatokat vezető járatok egymásutáni aktiválásával sem értelmezhető. Az ércesedés szakaszonként merőben eltérő alakját és eloszlását nem írhatjuk különböző mellékközethatások számlájára, hiszen a kísérő kőzet az egész szinten azonos alkatú és egységesen elbontott piroxéndezit.

Az érc-kísérő — vagyis az érc-kiválás nyomán kialakult és az érc-test közvetlen érintkezési környezetére kiterjedő — kőzetváltozások az érces kitöltéssel együtt változnak az érces csapás mentén. Sajnos ezek különbségeinek pontosabb meghatározására részletes vizsgálat nem történt. Csak a nagyhőmérsékletű, erősebb kőzetlebontásra s ezzel együtt fokozottabb térhódítás-

ra képes, pirrotint szolgáltató termák tudták szétfeszíteni az érces hasadék határait, hogy „tömszök” kialakulásához helyet biztosítsanak. A réskitöltő zsinórmenti vagy hálózatos érc kiválás a mellékkőzet kiszorítására már nem volt képes, nyilván kisebb hőmérsékleten, gyengébb, másirányú kőzetlebontó hatás kíséretében alakult ki pirites, galenites ásványtársulása.

A 70 m-es szint ércesedése ércleptani szempontból azért roppant érdekes, mert a nyomon kísért érces csapás egyes részletei a legtisztább, legdúsabb „rózsabányai” ércesedést képviselik, mások a galenites „fagyosasszonyi” érc kiválás példái, számos helyen pedig a két szakasz ércesedése bensőleg keveredik, összefonódik. Az ércásványok eloszlásából, de még összenövéseik mikroszkópi megfigyeléséből sem tudjuk eldönteni, vajon a pirites, galenites zsinórok érce hol elsődleges kiválás terméke, és hol származik korábbi pirrotinos zsinór kiszorításából. A későbbi – kisebb hőmérsékletű – ércképző szakasz termáinak járatai minden esetben elkerülték a tömör pirrotinos „tömszöket”, melyek ily módon érintetlenül őrizték meg a korai érc kiválás ásványtársulását.

A 70 m-es szint É-i és D-i irányvágatának résmintái híven tükrözik a kétféle ércesedés egymást váltó túlsúlyát, különböző arányú keveredését. A „fagyosasszonyi” ércesedés előtérbe jutása – a nemesfém-tartalom általában 20-szoros Ag: Au mutatója mellett – az ólom-tartalom arányának emelkedésében jut leginkább kifejezésre.

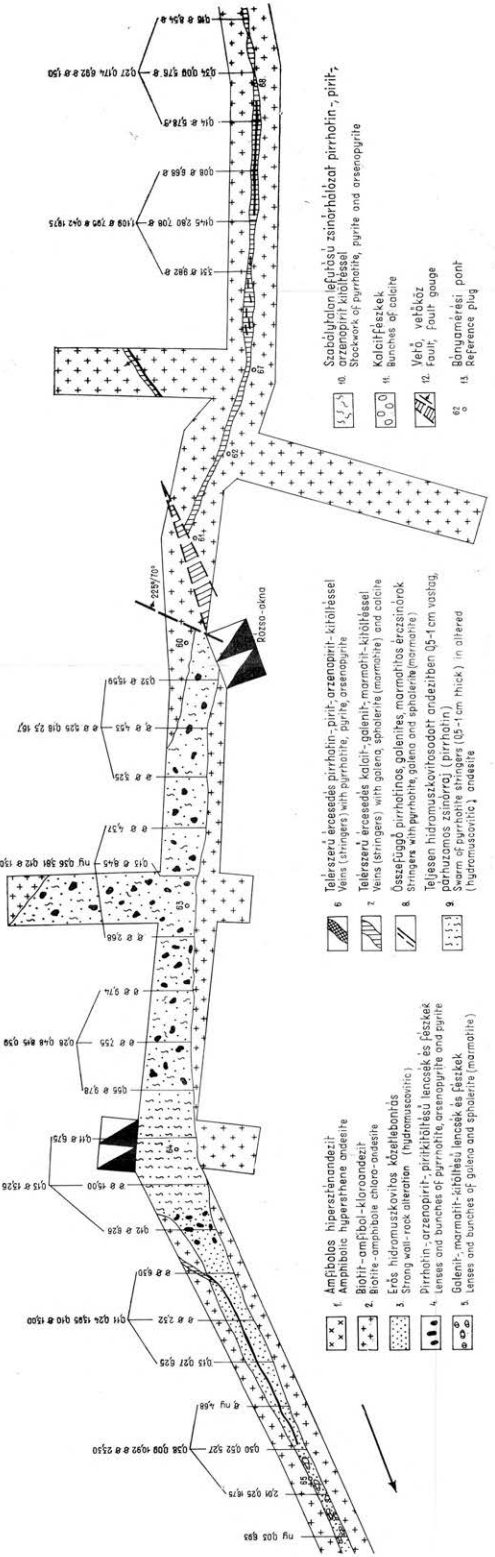
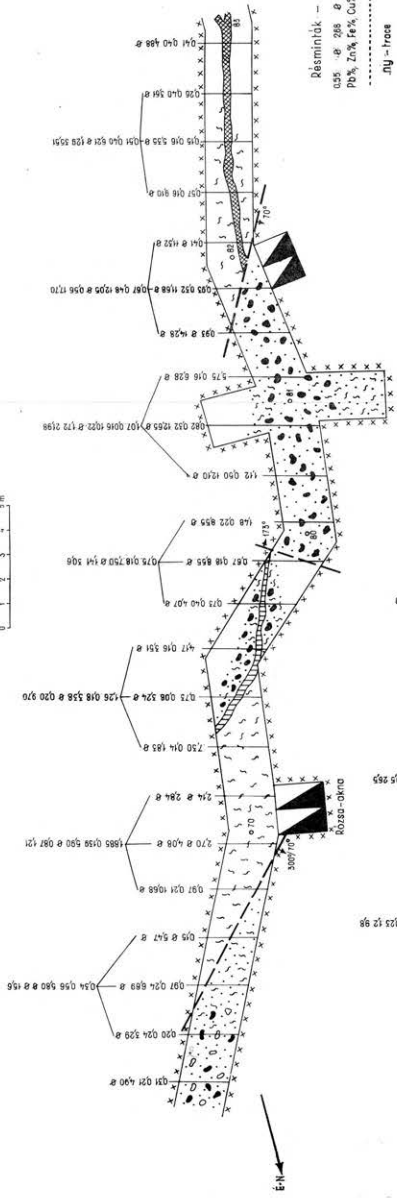
*96 m-es szint (395 m tszf.).* A szint megnyitását az akna szelvényében észlelt tömzsszerű ércesedések indokolták. A kihajtott 168 fm vágat közel É–D-i csapásban É és D felé kb. egyenlő hosszúságban hálózatos, impregnációs ércesedést tárt fel. Az érc mellékkőzete különböző mértékben bontott amfibolos, hiperszténes augitandezit (IV. melléklet).

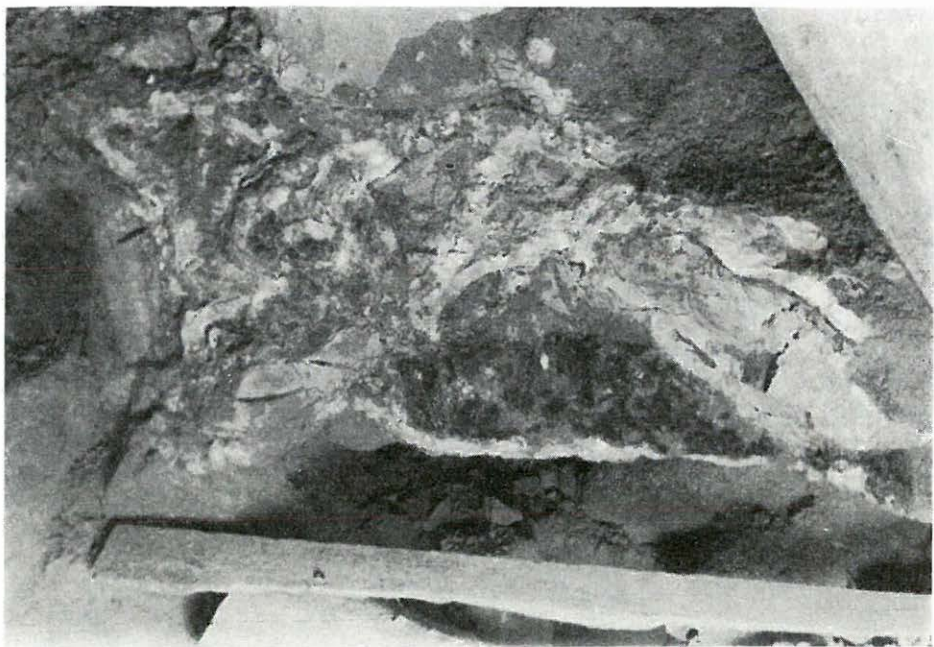
Az ércesedés a feltárt csapás mentén érhálózatos és breccsás övre szorítkozik, mely gyakran meghaladja a vágat szélességét, de a feltárás – a harántvágatok tanúsága szerint – elég pontosan a középvonalán haladt. Nagyobb, tömzsszerű, tömör szulfidfelhalmozódást – amilyent a 70 m-es szint vágatai tártak fel – itt nem találunk. Az impregnációs öv – elvetésből eredő megszakításokat leszámítva – egyenletes, 1–2 m-es vastagsággal húzódik végig az ismert csapáson. Szerkezete a vágatszelvevényezés tanúsága szerint a breccsás – fészkes, a szemcésen hintett és az eres–hálózatos között változik (IV. sz. melléklet). A háromféle kifejlődés megjelenése és eloszlása között sem a fontosabb szerkezeti elemekhez való viszony, sem az ércanyag ásványos összetétele szerint törvényszerűséget találni nem tudunk. A típusok szélsőséges esetei jól szembeállíthatók egymással, azonban az átmeneti kifejlődések között éles határt vonni nem lehet.

A breccsás–fészkes kifejlődés mindenestre olyan jelleg, amellyel a rózsabányai ércesedés magasabb szintjein nem találkoztunk. Kialakulását a közettömeg erős összemorzsolódása s az ezzel egyidejűleg érvényesülő egyenlőtlen kőzetlebontás vezette be. Ennek hatására egyes foltok érces helyettesítésre különösen alkalmassá váltak, így a breccsás öv érc-tartalma ezekben összpontosult, még a repedések is érc-kitöltés nélkül maradtak. Ezt az érc-eloszlást híven mutatja be **KISS D.** fényképfelvétele (21. ábra) a 96 m-es szint akna és D-i feltörés közötti szakaszáról.

RŐZSA-BÁNYA TÍPUSÚ ÉRCESEDÉSRE JELLEMZŐ VÁGATSAKASZKOK. / A 96 m-es (FELÜL) SZINT Bányaföldtani Szelvénye /  
 EXTRACTS OF THE DETAILED GEOLOGICAL MAP OF DRIFTS ILLUSTRATING RŐZSABÁNYA METALLIZATION : 96 m LEVEL / ABOVE / 112 m LEVEL / BELOW /

SZERKESZTETTE: MIKÓ L.  
 GEOLOGY BY: L. MIKÓ





21. ábra. Impregnációs ércesedés, Rózsaakna 96 m-es szint  
 Figure 21. Stockwork mineralization, Rózsa-shaft, 96-m level

A morzsolódási öv, melyben a fészkes, hálózatos vagy hintett érc kiválásokat a 96 m-es szinten jelentős hosszúságban végigkísérhettük, egyaránt befogadta mind az első, mind a második ércképző szakasz termékeit. Legszembeötlőbb érckitöltés a pirrhotin, mely 2–20 cm-es fészkekben vagy 1–5 cm vastag erekben kíséri végig az érces csapást, a legészakibb 20 m-t leszámítva. A pirrhotin-fészkek azonban sehol olyan összefüggő tömeget nem alkotnak, mint a 70 m-es szinten, így a későbbi érc kiválásokkal való összeszövődésük sokkal bensőbbben és egyenletesebben történt, mint ott. Az ércásványok összenövésének finomságára jellemző, hogy a vágatszelvevényezés olyan helyeken is a pirrhotint jelölte az érces öv egyetlen, uralkodó ásványaként, ahol a résminta Pb-tartalma a 11%-ot is elérte. A galenit e szakaszokon a pirrhotin részleges kiszorításával foglalt helyet, ezért kevésbé feltűnő. A vágat É-i szakaszán érchintéses övben az összes ércásványtartalom kisebb, a galenit itt a makroszkópos megfigyelés során inkább szembeötlik, bár az átlagos Pb-tartalom a résmintaelemzések szerint 5% alatt marad.

A 96 m-es szint ércesedése nagybörzsönyi viszonylatban nem nevezhető szegénynek, sőt a Rózsaakna szintjei közül – annak ellenére, hogy tömör szulfidfelhalmozódásokkal nem vonja magára a figyelmet – hasznosítható fémekben leggazdagabbnak minősül. A fémeloszlást a 2 m távolságra egyenletesen szedett résminták híven tükrözik. A breccsás – hálózatos ércesedés fém-tartalmának „szórása” az érvezetés jellegéből adódik. Legfeltűnőbb ez a Pb-értékeknél, a nemesfém-tartalmat ugyanis csak hármassal összevont mintákban határozták meg, ezek értékei tehát kiegyenlítettebbek. Az ércképződés két

szakaszának termékei olyan bensőleg és olyan változó módon keveredtek, hogy a résmintaelemzésekből egy szakasz fémeinek együttjárása sem derül ki, szembeállításuk tehát egyik vagy másik szakasz ércesedésének uralkodó szerepére fényt nem vetethet.

\* \* \*

A 96 m-es szint tárgyalása során kell megemlékeznünk arról az ércel bélelt természetes üregről, mely a szint talpánál 4 m-rel magasabban a Rózsaaknától D-re eső feltárásból kiindulva mintegy 10 m-en volt bejárható. Az üreg elbontott piroxénandezitben, a vágattal feltárt morzsolódási övvel párhuzamos felszakadás ( $282^\circ/55^\circ$ ) mentén, bizonyára a Ny-i rész lezökkenése folytán alakult ki. Alakja szabálytalan lencseszerű, magassága 6–7 m, legnagyobb szélessége 3,5–4 m.

Az üreg falát 15–20 cm vastag tömör pirrhotin kérgezi, ennek felszínét 2–3 cm vastag, nagy, fennőtt szkelenoéderez kristályokból álló kalcitkéreg vonja be, majd erre nem összefüggő, vékony bevonat alakjában aprókristályos pirit települ. Ez az üreg volt a nagybörzsönyi ércutatás egyik leglátvá-

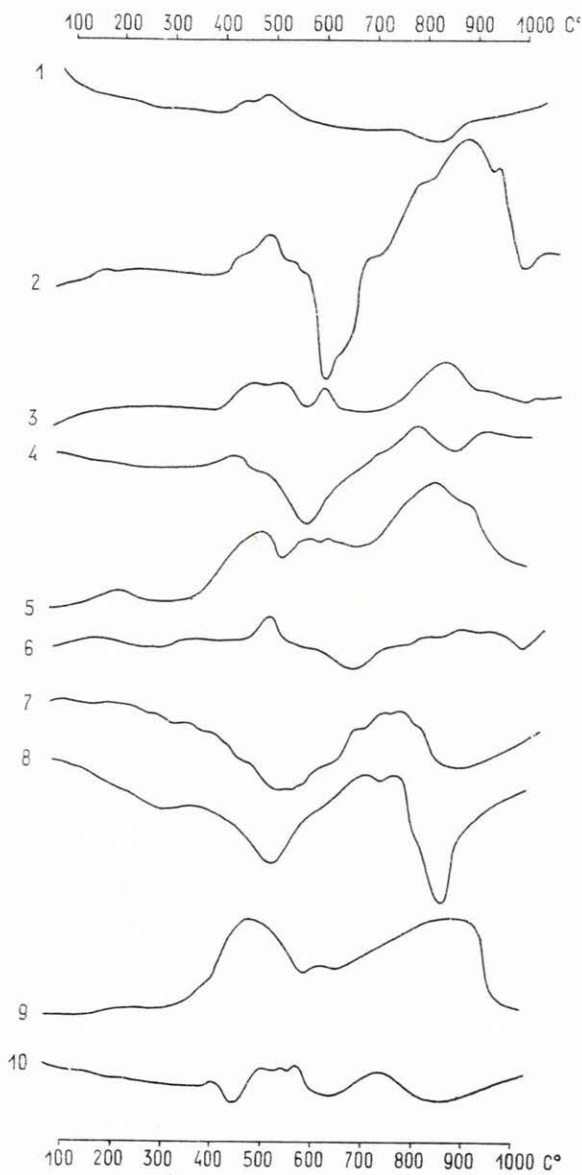


22. ábra. Tömör pirrhotinkéreg kalcittal, Rózsaakna 92. szint „barlang”

Figure 22. Compact pyrrhotite crust with calcite, Rózsa-shaft, 92-m level, the „Cave”

nyosabb része, legnagyobb pirrhotinfelhalmozódása (22. ábra). Az üreg ércéből sem résmintaelemzés, sem részletesebb ércvizsgálat nem készült. Aránylag szűk körülhatároltságánál fogva az érc fémtartalma gyakorlati szempontból nem volt számottevő, mikroszkópi vizsgálata pedig a makroszkópos megfigyelés alapján nem ígért változatosságot. Az üreg pirrhotinkérgét, mely egy mellékfelszakadás mentén alakult ki, a morzsolódási övön feltörő második ércesedés oldatai valószínűleg el sem érték.





23. ábra. A rózsabányai ércesedés kísérő ásványainak DTA felvételei

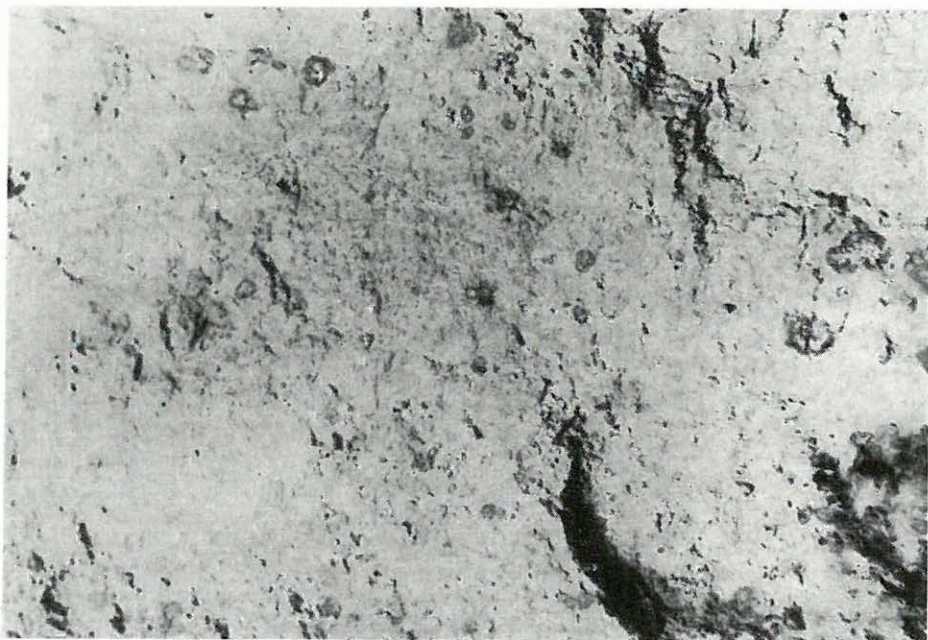
*Jelmagyarázat:* 1. Pirit, kevés kalcit; agyagásványesűs nem észlelhető (Rózsaakna 112 m-es szint). – 2. Pirit, siderit; agyagásványesűs nem észlelhető (Altáró 1180 m-es telér). – 3. Pirit, hidromuskovit (?); agyagásványesűs nem észlelhető (Ua. HCl-es kezelés után). – 4. Siderit (Altáró 1410 m-es telér). – 5. Pirit, hidromuskovit (?) (Ua. HCl-es kezelés után). – 6. Pirit, hidromuskovit (Altáró 1531 m-es telér). – 7. Siderit, hidromuskovit (Altáró 1531 m-es telér). – 8. Siderit, kalcit, hidromuskovit (Altáró 1589 m-es telér). – 9. Pirit, hidromuskovit (?) (Ua. HCl-es kezelés után). – 10. Pirit, hidromuskovit (Altáró 1621 m-es telér).

Figure 23. DTA curves of the gangue minerals of the Rózsaakna mineralization

*Legend:* 1. Pyrite, little calcite; no clay mineral peak perceptible (Rózsa-shaft, 112-m level). – 2. Pyrite, siderite; no clay mineral peak perceptible (Adit, 1180-m vein). – 3. Pyrite, hydromuscovite (?); no clay mineral peak perceptible (same after HCl treatment). – 4. Siderite (Adit, 1410-m vein). – 5. Pyrite, hydromuscovite (?) (same after HCl treatment). – 6. Pyrite, hydromuscovite (Adit, 1531-m vein). – 7. Siderite, hydromuscovite (Adit, 1531-m vein). – 8. Siderite, calcite, hydromuscovite (Adit, 1589-m vein). – 9. Pyrite, hydromuscovite (?) (same after HCl treatment). – 10. Pyrite, hydromuscovite (Adit, 1621-m vein).

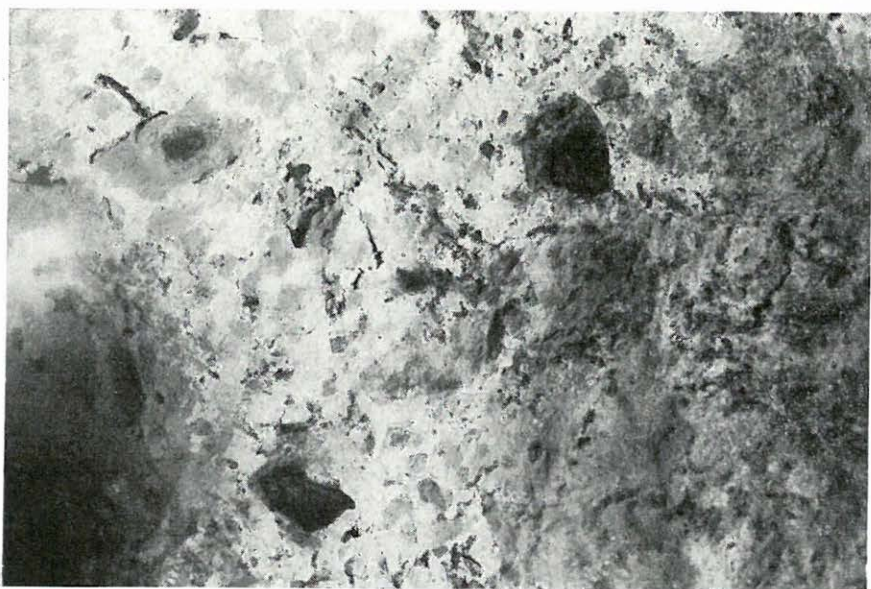
112 m-es szint (379 m tszf.). A Rózsaaknában 110 és 120 m között harántolt „zöldkövesedett és kaolinosodott öv” ércnyomainak megkutatására nyitották a 112 m-es kutatószintet, mely a fentiek alapján kiadódott  $20^{\circ}$ – $200^{\circ}$  csapás mentén az aknától mind É, mint D felé kb. egyenlő távolságra terjedve, 126 fm összhosszúságot ért el. Az aknában harántolt 10 m-es lebontott kőzetöv, valószínűleg teljes egészében biotit-amfibolandezitből áll, melynek jelenlétét MIKÓ L. a 112 m-es szint egész hosszában megállapította. A biotit-amfibolandezit, ezen viszonylag nagyméretű „zárványát” minden oldalról piroxénandezit fogja közre. A biotit-amfibolandezit erősen lebontott, helyenként tufajellegű laza, kaolinos kőzet (IV. melléklet).

Bár a bányafeltárások korántsem nyújtottak elegendő adatot ahhoz, hogy a piroxénandezittömegbe zárt biotit-amfibolandezit-roncs méreteit és kiterjedését megállapítsuk, több mint 120 m-es vízszintes kiterjedése csak úgy válik értelmezhetővé, ha az aknában észlelt lebontott öv teljes 10 m-es vastagságát ezzel a kőzettel azonosítjuk. A piroxénandezit és biotit-amfibolandezit érintkezését egyedül az akna tárta fel. A kőzethatárt GÖBEL élesnek észlelte, de érintkezési hatások után kutatni nem volt alkalma. Ezt az erős kőzetlebontás nagymértékben elhomályosította. Az aknaszelvény mindenestre azt tükrözi, hogy a kőzetlebontást és ércesedést okozó termákat a lazább és bontottabb biotit-amfibolandezit mintegy felszívta magába, hatásuk pedig az érintkezési felületen mind kőzetlebontás, mind érc kiválás alakjában „kisugárzott” a piroxénandezittömegbe.



24. ábra. Impregnációs érc sávos hidroandezitben, Rózsaakna 112 m-es szint  
Figure 24. Stockwork ore in decomposed hydroandesite, Rózsa-shaft, 112-m level

A 112 m-es szint ércesedésének kifejlődésén két tényező: az érc kiválási szint és a befogadó mellékkőzet érvényesülését ismerhetjük fel. A szintbeli hatás abban jellemezhető, hogy ez az ércesedés a Rózsabánya felsőbb szintjein uralkodó fészkes-hálózatos ércesedéstől átmenet az altárho szintjén csaknem kizárólagos, telérszerű hasadékkitöltés felé. Ez az aknától D-re vezető vágatban és a feltárás legészakibb szakaszán, tehát a feltárt csapáshossz több, mint  $2/3$ -án jut kifejezésre. Az aknától közvetlenül É-ra a szerkezeti és mellékkőzet-adottságok hintett, hálózatos ércesedés kialakulását tették lehetővé, mely itt, a különleges mellékkőzetben egyedülálló módon fejlődött ki (IV. sz. melléklet). A kőzetbontás ezen a szakaszon igen mélyreható volt s laza, omlelkony áltufát eredményezett. A Rózsabánya e szintről vett mintájának DTA felvételén agyagásványcsúcs nem volt kimutatható (23. ábra, 1. görbe). A felismerhetetlenségig elbontott biotit-amfibolandezit tufajellegét fokozza, hogy benne a lebontás szakaszosságának megfelelően rétegzésre emlékeztető párhuzamos sávzottság ismerhető fel a több, ill. kevesebb szabad kovasavat tartalmazó csíkok váltakozásának megfelelően (24. ábra). A sávos kőzetten részletesebb kőzettani vizsgálatot nem végeztünk, erre alkalmas begyűjtött vizsgálati anyag hiányában. A kőzet áltufa voltára így közvetlen bizonyítékunk nincs, piroklasztikus eredetére azonban települési viszonyai alapján alig gondolhatunk: a kőzetet a 112 m-es szintű vágat 5 m hosszúságban, a kevésbé bontott andezit felé közel függőleges síkok mentén fokozatos átmenettel tárta fel. Az áltufa jellegű elbontott kőzetben a 112 m-es szint É-i és D-i részeken éles határú telére hálózatos, majd fészkes ércesedéssé lazul fel (IV. melléklet). Ez



25. ábra. Fészkes impregnáció hidroandezitben, Rózsaakna 112 m-es szint  
 Figure 25. Bunchy impregnation in hydroandesite, Rózsa-shaft, 112-m level

utóbbin — a befogadó kőzethez hasonlóan — a szakaszos kicsapódás szerkezeti vonása uralkodó. Az érc aránylag apró — 2–4 cm, kivételesen 10 cm átmérőjű — gömbölyű fészkekben halmozódott fel, kör-körös szalagosan (25. ábra). A szakaszos érc kiválás ilyen szép kokárdás kifejlődését — melyek magjában elbontott mellékkőzetzárvány van, vagy tömör ércből állnak — az ércelőfordulás más részén sehol sem találjuk meg. Uralkodó ércásvány a pirrotin, mely jelentős mértékben piritté építődött át.

A 112 m-es szint ércesedése általánosságban szegényebb a 96 m-esénél. Telére 20–30 cm-nél jobban ritkán szélesedik ki s fémtartalma a 2 m-enként szedett résminták adatai szerint átlagosan gyengébb a felette levő szinténél. Az aknáól É-ra eső szakaszon az érc kiválás hálózatosan vagy fészkesen nagyobb tőrfogatra szóródott szét, itt a 150 cm hosszú rések fémtartalma már meg sem közelíti a 96 m-es szint hálózatos ércesedéséből vett 250 cm hosszú résekét. A fémek egymás közötti aránya a felsőbb szinthez hasonlóan, az ércesedés két egymásra következő szakaszának kifejlődéséről és szabálytalan összefonódásáról tanúskodik.

*Az altáró É-i harántvágata* a Rózsaakna gárdja alatt 122,5 m-rel haladt el a Rózsaakna ércesedése alatt. A felsőbb szinteken végignyomozott, hálózatosan, fészkesen, ill. teléresen érces csapás ezen a szinten már csak gyengén ércesnek bizonyult.

Az É-i harántvágat 60. méterénél harántolt 2 m széles, pirrotinnal és galenittel gyengén hintett kaolinos övön kívül a 191–207 méteren, a 112 m-es szint legdúsabb szakasza alatt, mutatkozott figyelemreméltó érces impregnáció (26. ábra).

Az andezit álagglomerátumszerűen lebonthatott részletét itt vékony érces erek fonadékja járja át, kikerülve a kőzet épebben maradt magjait. Az ércanyag zömmel pirrotin átalakulásából származó pirit, kevés szfalerit, nyomokban arsenopirit, galenit, kalkopirit és bizmutin.

Az érces impregnáció fémtartalma a 2 m-enként szedett résminták eredménye szerint átlagosan kicsiny. Minden tekintetben a Rózsaakna hálózatos-hintett ércesedésének elszegényedett, legmélyebb szintű feltárásának tekinthetjük.

*Az altáróval harántolt fontosabb érces zsinórok (telérek).* Az altáró szintjén a nagybörzsönyi ércelőfordulás fő haránttengelye mentén többé-kevésbé éleshatáru, telérszerű, hasadék menti ércesedéssel találkozunk, melynek vastagsága többnyire csak zsinórnyi (III. sz. melléklet). Kifejlődésük a Rózsaakna ércesedésével való közvetlen kapcsolatot bizonyítja. A mellékkőzet ezen a szakaszon impregnációs ércesedés kifejlődését már nem tette lehetővé.



26. ábra. Érces impregnáció hidroandezitben, É-i főharánt 207 m

Figure 26. Fissure controlled impregnation in hydroandesite, northern cross-cut 207 m

1413 m-nél az altáró  $308^{\circ}/65^{\circ}$  helyzetű, kaolinosodott zsinórt harántolt, melynek csapásán ÉK felé 40 m-es kutatóvágat létesült. A feltárás adatai szerint lencsésen 60 cm-ig kiszélesedő, főként agyagásványos lebontású hasadékitöltéssel van dolgunk. Az ércanyag elágazó vékony erek, lencsék alakjában jelenik meg (27. ábra) és csapás mentén nem kitartó. Kikelődése többnyire hirtelen; s hasadék menti, ércesedés utáni elmozdulással magyarázható (28. ábra). 5 cm-es tömör szulfidfelhalmozódás ritkaságnak számít.



27. ábra. Szalagos kaolinos telér, altáró  
1413. m  
Figure 27. Banded kaolinitic vein, adit  
1413 m



28. ábra. Kaolinos telér kikelődése, altáró  
1413. m  
Figure 28. Kaolinitic vein pinch, adit 1413 m

Legelterjedtebb ércászvány a pirrhotin, mely főtömegében piritté alakult, mellette szfalerit, arsenopirit, elszórtan galenit és kalkopirit lép fel. A feltárt csapás közepén galenit-, szfalerit- és kalcit-bélésű üreget ütött meg az érces hasadékban a vágat.

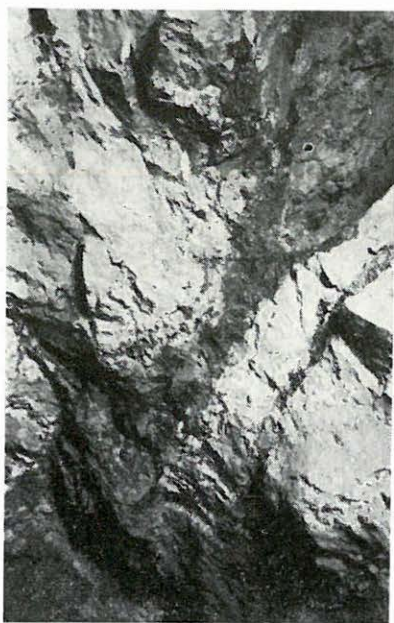
Az ércászványok mennyisége átlagosan roppant csekély. A hasadék ércesedettnek minősült 20–50 cm széles kitöltéséből, szabálytalan (1–5 m) közöttben szedett résminták elemzési eredménye szerint a zsinór Pb, Zn, Cu, Au, Ag-tartalma egészen jelentéktelen.

1531 m-nél ugyancsak egy agyagos kitöltésű, átlagosan  $210^{\circ}-30^{\circ}$  csapású, DK-i  $80^{\circ}$ -os dőlésű hasadékot harántolt az altáró, melyet ÉK felé 49, DNy felé 38 m-en nyomozott a kutatóvágat. A hasadék a feltárt szakaszon roppant változó vastagságú, néhol 1,2 m vastagságú telérré szélesedik, közben több ágra szakad, vagy 1–2 cm-es zsinórrá szűkül. A telér ércászványtartalma nem arányos a vastagságával, a kiszélesedéseknél főként a meddő ki-

töltés — hidromuszkovit, kalcit — szaporodik (23. ábra 8., 9. görbe). Az érceloszlás eres, lencsés, olykor breccsásan összetört. Rövid szakaszokon 20 cm vastagságot elérő tömör szulfidos — főként pirrhotinos — kitöltéssel is találkozunk (29. ábra). A hasadék enyhe csapásváltozásainál 1 m hosszúságot elérő ércbélésű üregek alakultak ki.

A telér csaknem egyedüli ércásványa a pirrhotin, ill. az annak átalakulásából származó pirit. Egyéb szulfid — galenit, szfalerit — nyomokban jelenik csak meg a telér zsinórrá szűkülő szakaszain. A szabálytalan távolságonként szedett résminták elemzési eredménye szerint a hasadékkitöltés fémtartalma a feltárt szakasz átlagában jelentéktelen.

1589 m. Az altáró É-i harántvágatán túl néhány méterrel, az altáró 1589. méternél harántolt, közel É — D-i csapású zsinór a nagybörzsönyi ércutatás egyik legváltozatosabb kifejlődésű s egyben leglátványosabb ércteste. Kutatóvágattal É felé 116, D-re 32 m hosszúságban nyomozták. A kutatás szigorúan véve nem egyetlen zsinór mentén haladt, az É-i kutatóvágatban ugyanis a folytatást gyakran a kiékelődő zsinór mellett 0,5–1,5 m-re induló párhuzamos felszakadás mentén találták meg. A zsinór átlagosan 25 cm vastagságú volt, de sehol sem szélesedett ki 50 cm-en túl.



29. ábra. Pirrhotinos telér, altáró 1531. m  
Figure 29. Pyrrhotitic vein, adit 1531 m

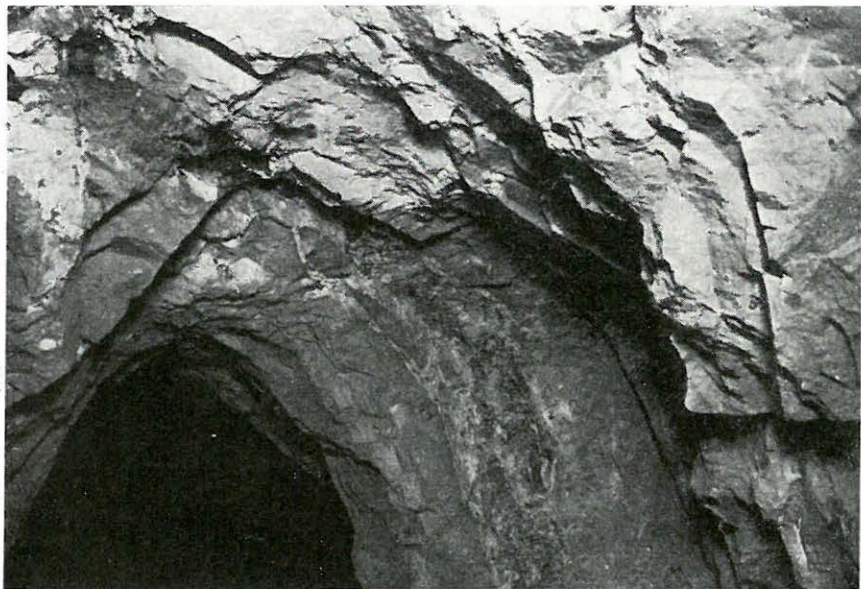


30. ábra. Szfalerites telérkitöltés, altáró 1589. m  
Figure 30. Sphalerite vein filling, adit 1589 m

A zsinór szulfidokban az előbbieknél lényegesen gazdagabb, a meddő kitöltés főként hidromuszkovitos (23. ábra 10. görbe), alárendelten kalcitos. Az érceloszlás hálózatos-fészkes, helyenként szalagos vagy kokárdás. Egyes sza-

kaszokon a zsinór élesen határolódik el a mellékkőzettől, máshol az érces ér-hálózat átterjed a mellékkőzet szomszédos részeire is (30. és 31. ábra).

A zsinór ásványos kitöltése a feltárt csapás teljes hosszában roppant változatos. Alig jelölhető ki egyetlen 4–5 m-es szakasz, melyen az ércanyag összetétele egyenletes volna. A pirrhotin szerepe fontos az ércásványok között, de távolról sem annyira, mint az 1413 és 1531 m-nél harántolt zsinórokban. Az 1589 m-es zsinór egyes szakaszain a pirrhotin teljesen ki is marad s mellette vagy helyette felváltva hol a galenit, hol a szfalerit jut túlsúlyba. A nagykristályos, sötét, vasban gazdag szfalerit (marmatit) fészkei térben eléggé elkülönülnek az ugyancsak durvakristályos galeniterektől, -lencséktől, jeléül annak, hogy az ércképződés különböző szakaszában, más-más felszakadás során rákódtak le.

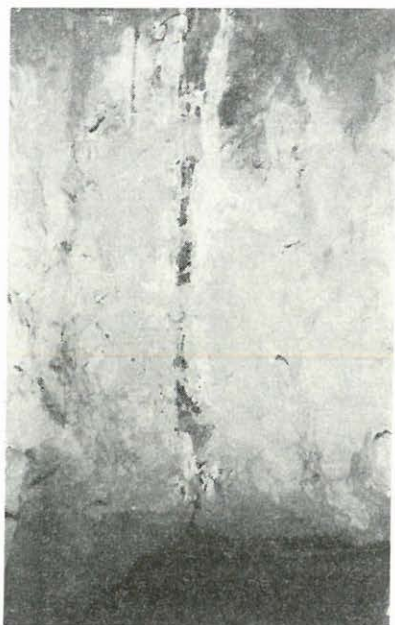


31. ábra. Elágazó szfalerites pirrhotines telér, altáró 1589. m  
Figure 31. Branching sphalerite-pyrrhotite vein, adit 1589 m

A zsinór fémtartalma a hasadékkitöltésből közel egyenletes távolságokban (2 m) szedett 51 résminta elemzésének eredménye szerint, bár a műrevalóságot alig közelíti meg, átlagosan lényegesen nagyobb az altárával harántolt többi zsinórénál. Ennek magyarázatául szolgálhat a zsinór központi helyzete, a Rózsabánya–Fagyosasszonybánya főcsapásával való egybeesése. Az elemzések hatalmas értékingadozásai jól tükrözik, mennyire különböző elemtársulások alakultak ki a többszakaszú ércképződés folyamán az érces zsinór egymáshoz csatlakozó részein. A Rózsaakna felsőbb szintjeihez viszonyítva feltűnő a zsinór nemesfémszegénysége. Az Au mennyisége a teljes feltárt szakaszon 1 g/t alatt marad, az Ag-é 35 g/t-ig emelkedik. Az ipari és nemesfémek mennyiségének eloszlásában a zsinór mentén, még a Pb: Ag viszonyában sem sikerült párhuzamosságot megállapítani.

1621 m. Az altáró itt szokatlan, ÉNy–DK csapású,  $50^{\circ}/60^{\circ}$  helyzetű, agyagos, érces zsinórt harántolt, melyet 58 m hosszúságban tárt fel csapásirányú kutatóvágat. Átlagos vastagsága 25–30 cm, legnagyobb kiszélesedése 70 cm.

A zsinór az eddig tárgyaltaknál sokkal egységesebb kifejlődésű. Vastagsága ugyan meglehetősen változó, azonban érceloszlása mindvégig telérszerű, szalagos jellegű (32. ábra), még ha a szalagokat megszakítások, meddő közbeiktatások ízekre is tagolják (33. ábra). A zsinór pirrhotinja jelentős mennyiségben piritté alakult. Galenit az egész feltárt szakaszon megtalálható, egyes szakaszokon uralkodó mennyiségű. A fekete szfalerit csaknem elmaradhatatlan velejárója, mennyisége azonban alárendelt. Kalkopirit csak nyomokban jelentkezik.



32. ábra. Galenites–szfalerites telér, altáró  
1621. m  
Figure 32. Galena-sphalerite vein, adit  
1621 m



33. ábra. Galenites–szfalerites telér, altáró  
1621. m  
Figure 33. Galena-sphalerite vein, adit 1621 m

Az átlagosan 2 m-enként szedett résminták elemzési eredménye a zsinór fémtartalmát híven tükrözi. Feltűnő az átlagosan is nagy ólomtartalom, a velejáró jelentős cinktartalom, ami – a Rózsaakna 96 m-es szintje után – a rózsabányai ércesedés második legdúsabb ércfelhalmozódásává avatja ezt a zsinórt. Jellege és a fémek aránya szerint bizonyos mértékig átmenetet képez a rózsaknai pirrhotinos és a Fagyosasszony galenites-szfalerites ércesedése között. A galenitmennyiségtől függően változik az Ag mennyisége is, mely helyenként 232 g/t-t is elér. Feltűnő az Au viselkedése, mely egyetlen 1,0 g/t mennyiségben kívül végig 0.



1646 m. Az 1621 m-es telérrel megegyező irányú, de vékonyabb és ércásványban szegényebb telért harántolt az altáró. A kisebb, 10 m csapáshosszban feltárt telér vastagsága 10–30 cm között változik. Ásványos összetétele az előző telérhez hasonló; kaolinos, kalcitos beágyazásban pirrhotin, pirit, galenit, fekete szfalerit mutatkozik. A vájvég felé az érces ásványok a telérből elmaradnak és csak kaolinos a telérkitöltés. Résmintavétel a vékony 10–20 cm vastag, 4–5 m hosszú ércesebb szakaszon nem történt.

### b) *Az érc ásványos alkotása*

Jelen összefoglalás — az azt előkészítő vizsgálatnak megfelelően — nem kívánta az ásványtani jellemzést továbbfinomítani s ásványtani megállapítások tekintetében teljes mértékben előző szerzők vizsgálati eredményeire támaszkodik. Vizsgálatunk az előzőket nem mélységben, hanem szélességben kívánta kiegészíteni, hogy az egyes ásványok, ill. ásványtársulások térbeli elterjedésére szerezzünk adatokat s így ércteleptani ismertetésünket ásványtani jellemzéssel is ki tudjuk egészíteni, ill. ércteleptani következtetéseinket ásványtani adatokkal is alátámaszthassuk.

A rózsabányai ércesedés területéről régebbi és újabb gyűjtésből származó 36 ércsiszolat került részletes vizsgálatra, amihez az ércikísérő agyagásványok elterjedésének nyomozása céljából 14 DTA elemzés járult. A 36 ércsiszolat mintáinak származási helye nagyjából egyenletesen teríti a rózsabányai ércesedés vízszintes és függőleges kiterjedését, egy-egy érctestből több minta azonban csak ritkán került vizsgálatra. Megfigyeléseink így talán elegendők arra, hogy az ércesedés ásványtársulását általánosan jellemezzük, de az egyes érctestek ásványos felépítésében mutatkozó különbségek pontos számbavételére nem vállalkozhatunk. Nagybörzsöny érce annyira változatos és sokrétű, hogy egy-egy érctest ásványos alkatáról csak tíznél több csiszolat átvizsgálása alapján szerezhethetnénk kielégítő, statisztikus képet.

Bár jellemzésünknel igyekszünk az egyes ércásványok mennyiségviszonyáról is tájékoztatást adni, ez csak becsült értékek alapján történhet. Az ásványok eloszlására, szegényedésükre vagy dúsulásukra érctestenként ismét csak nagyobb számú csiszolat mennyiségi kimérése adhatott volna statisztikusan elfogadható értéket. Az uralkodó ércásványok elterjedéséről az előbbieken a vágatszelvények és résmintaelemzések adatai alapján adott durva képet mikroszkópi vizsgálatokkal nem tudjuk finomítani.

Az ércmikroszkópi vizsgálatra fordítható idő még a rendelkezésre álló 36 csiszolaton belül is határt szabott az ásványtani elemzés mélységének. Az ércanyag rendkívüli ásványgazdagsága folytán több esetben le kellett mondanunk arról, hogy csekély mennyiségben előforduló ritkább ásványok — főleg a bő változatossággal megjelenő összetett szulfidok — mindegyikét kellő biztonsággal meghatározzuk. Ez sok esetben a megtévesztően hasonló ásványok parányi foltjainál egyedül mikroszkópi úton nem is lett volna lehetséges (79).

### a) *Legfontosabb ércásványok*

*Pirrhotin.* A Rózsabánya ásványtársulásának legkorábbi kiválású és legnagyobb elterjedésű ércásványa. Ma nem uralkodó ásvány, mert anyaga nagyjából átépült piritté és más szulfidásvánnyá, nyomát azonban az érce-

sedés teljes megvizsgált területen — lemintázott szerkezetben vagy rezorpciós roncsokban — mindenütt megtaláljuk.

Csaknem mindenütt durvakristályos, táblás kifejlődésű. Nincs adatunk arra, hogy képződése több szakaszban ment volna végbe. A bő pirrhotinkiválás általános, uralkodó jelleget adott a nagyhőmérsékleten induló nagybörzsönyi ércképződésnek. A pirrhotinként fennmaradt és a nyomai szerint eredetileg pirrhotinból állott ércanyag a rózsabányai ércesedés összes feltárt érceteiből a szulfidtömeg 80%-nál nagyobb hányadát teszi. A tömör ércetömszök, lencsék vagy legalábbis gumók alakjában megjelenő kristályos pirrhotin a rózsabányai ércesedés legerőteljesebb és legbőségebb ércképző szakaszának terméke, mely térfoglalásával és tömegével az ércetek eloszlását és kiterjedését főbb vonalakban meghatározta.

Ez az ércképző szakasz viszonylag kisszámú alkatrészt hozott, ennek megfelelően ércásványa is csak néhány volt, közöttük a pirrhotin messze legnagyobb tömegű. Egységes, csaknem tiszta pirrhotinkiválás játszódott le — látszólag egyidejűleg — az ércesedés valamennyi szintjén és teljes kiterjedésében. Kifejlődése egyöntetű, kristályhalmazai egyidejű összenövéstől csaknem mentesek.

A pirrhotin rácsába észrevétlen beépülhettek a korai ércképző szakasz — FeS-hez képest — csekély mennyiségben jelenlevő egyéb alkatrészei (Co, Ni) is. Ezek rejtett eloszlása csökkenti az első ásványtársulás gazdagságát. Önálló ásványaik elszórtan csak a pirrhotin átépülésével kapcsolatos átrendeződés során lépnek fel.

Ahogy nem tudunk különbségeket megfigyelni az egyes ércetek pirrhotinjának elsődleges kifejlődésében, úgy a pirrhotin fennmaradására, vagyis jelenlegi elterjedésére sem állapíthatunk meg általános szabályt. A FeS<sub>2</sub>-ásványokhoz vagy más szulfidokhoz vezető átalakulás többlépcsős, változatos alakzatokon át vezető folyamatában felszálló (hidrotermális) és leszálló (felszíni) hatások bensőleg összefonódnak. Sem szint, sem csapásmenti helyzet szerint nem jelölhető ki olyan részlet, melyet a pirrhotinátalakító hatások különösebben megkíméltek volna. Egyedül a pirrhotintest tömörsége, vastagsága mértékadó a tekintetben, hogy az ércetest felszínétől befelé haladó átalakulásnak mekkora pirrhotinmag nem esett áldozatul (I. tábla 1, 2).

A pirrhotin kénfelvétele vagy vasleadása idézte elő rácsszerkezetének s ezzel együtt táblás kristályainak szétesését. A képződő FeS<sub>2</sub> keletkezésekor gélállapotú, zavaros szerkezet nélküli tömeg, melyben csak az átalakulás frontjától távolabb indul meg — „öregedéssel” — kolloidszerkezet, majd kristályszerkezet kialakulása (I. tábla 2, II. tábla 1.). Az átalakulás frontja a táblás kristályok (0001) szerinti elválása mentén többnyire erősen, olykor fésűszerűen tagolt (I. tábla 1). Az átalakulás előhaladását egyébként a pirrhotinkristályok kifejlődése, mérete vagy tökéletessége nem befolyásolja. E tekintetben uralkodó szerep az ércetest átjárhatóságának — főként utólagos átmozgatás révén előállott repedéseknek — jut.

Egyszerű kéndúsulás, vagyis FeS<sub>2</sub>-ásvánnyá való átalakulás a pirrhotin elváltozásának legközönségesebb és tömegben is legjelentősebb módja. Nem ritka eset azonban, hogy a pirrhotin kationja is kicserélődik, s így az ásvány helyét más fém szulfid-ásványa (galenit, szfalerit, kalkopirit) foglalja el. Ez az átalakulás egyszerű kizorítási alakzatokkal, a kristályos fázisok közvetlen

érintkezése mellett megy végbe s a képződött szulfidszemeken csak a táblás – kristályos átalak árulja el a pirrhotinból való keletkezést. Nem egyszer a pirrhotintáblák közeit kitöltő, lécs- vagy ékalakú kvarckitöltések őrzik egyedül az eltűnt pirrhotintáblák körvonalát, melyek helyét sajátalakú szulfidszemek foglalták már el.

A pirrhotin átalakulása több szakaszban is bekövetkezhet. Egyszerű kéndúsulást és  $\text{FeS}_2$ -gél, ill. melnikovit képződését As-felvétel követi s ily módon a pirrhotin arzenopiritté kristályosodik. A pirrhotin többszörös átalakulásának bizonyára más útjai is vannak, ezek azonban a közbülső termékek felismerhetetlensége folytán nem nyomozhatók. Általában a pirrhotint a rózsabányai ércesedés „ősanyag”-ának tekinthetjük, mely anyag- és alakváltozások többszörös során át a mai ásványtársulás főtömegét szolgáltatta.

A vizsgált csiszolatok fényezése nem volt tökéletes, így a reflexiós színárnyalati különbségeinek pontos megfigyelésére nem volt lehetőség. Egyes részeken (Rózsakna 35 m-es szint) reflexiója annyira sárgásba hajlott, hogy az ásványtanilag pontosan meg nem határozott „kalkopirrhotin” megjelenésére kellett gondolnunk (79).

#### $\text{FeS}_2$ -ásványok

A Rózsabánya jelenlegi ércanyagában  $\text{FeS}_2$ -ásványoké a vezető szerep. Ezek között – akár az első (pirrhotinos), akár a későbbi ércképző szakasz során – elsődlegesen kivált pirit jelenlétét nem tekinthetjük kizártnak. Mégis a  $\text{FeS}_2$ -ásványok főtömege minden kétséget kizáró módon az elsődleges pirrhotinból alakult át kéndúsulással. Ez indokolja, hogy tárgyalásuknál nem az elsődleges kiválás, hanem a pirrhotinból való átalakulás képződési sorrendjét követjük.

$\text{FeS}_2$ -ásványok képződése pirrhotinból meglehetősen gyakori, mondhatni elterjedt jelenség az érctelepek másodlagos folyamatainál. Lefolyását és mechanizmusát illetően mégis alig találunk irodalmi adatot. Kéntartalmú gőzök, oldatok megjelenésében vagy vasat lekötő, elszállító vegyi hatások felléptében – amit a kezdetben stabilis kristályos pirrhotin  $\text{FeS}_2$ -géllé átalakításához legindokoltabb feltételeznünk – közönséges, kőzetelbontásban is tükröződő utóvulkáni hatást láthatunk. Irányát tekintve ez feltétlenül mélyből feltörő (ascendens) hatás, az ércképződés kísérő jelensége, mely az ércesedés legmélyebb övezetében is érvényesült s időben jóval túlnyúlt az ércképződés időszakán.

Ha a Rózsabánya ércén a pirrhotin átalakulásának térbeli elterjedését vizsgáljuk, leszálló (descendens) hatásra utaló képet kapunk. A Rózsatáró szintjén a  $\text{FeS}_2$ -ásványok vannak túlsúlyban, elvértve találni a pirrhotin egy-egy épen maradt szigetét. A Rózsakna szintjein lefelé haladva – a felszíntől távolodva – egyre nő a pirrhotin mennyisége és nagyobb a  $\text{FeS}_2$ -ásványokhoz való aránya is. Utóbbi a pirrhotin javára tolódik el az altáró szintjén is, bár itt már a pirrhotin abszolút mennyisége a magasabb szintekéhez képest csökken.

Ez az eloszlás még nem kétségtelen bizonyíték a pirrhotin  $\rightarrow$   $\text{FeS}_2$ -gél átalakulás felszíni oka mellett. Bizonyos, hogy ennél az átalakulásnál nem

gondolhatunk nagy, vagy akár közepes hőmérsékletű hidrotermális hatásra. A gélállapotú reakciótermékek, kolloidszerkezetek megjelenése mind kishőmérsékletű átalakulásról tanúskodik.

*FeS<sub>2</sub>-gél.* A pirrhotin kéndúsulásának közvetlen reakcióterméke mindig szerkezetnélküli, zavaros FeS<sub>2</sub>-gél. Az oldószer csekély mennyisége, az átalakulás viszonylag gyors előrehaladása, a kis hőmérséklet együttesen azt eredményezi, hogy a pirrhotin-rács felbomlását újabb kristályos fázis megjelenése nem követheti. A metastabilis FeS<sub>2</sub>-gél az átalakulás menetétől és külső körülményeitől függően jelentős mennyiségben halmozódott fel a Rózsabánya ércében s helyenként ma is annak főtömegét alkotja (II. tábla 2).

A FeS<sub>2</sub>-gél „öregedés”-ével fokozatosan és lassan halad előre a kristályos fázis megjelenése. Régi szemesehatárok vagy új repedések mentén — az adszorbeált nedvesség gyorsabb távozása, ill. átkristályosító oldatokkal való érintkezés folytán — a szerkezeti átalakulás mindig gyorsabb. A melnikovitkérges és héjas-gömbös konkréciók többnyire átfutó repedések mentén alakulnak ki, ezek felületén markazit-bevonat sem ritka, a repedéshálózat csomópontjain durvaszemű pirit kristályosodása is megindul — a FeS<sub>2</sub> tömeg változó arányú, de nem elhanyagolható mennyiségű „belseje” azonban máig is gélállapotú (I. tábla 1). A FeS<sub>2</sub>-gél elterjedt volta okozza a Rózsabánya ércének gyors bomlékonyságát, ami gyűjteményi példányok szétesésében jelentkezik.

*Melnikovit.* A FeS<sub>2</sub>-gél fokozatos víztelenedése „gélpirit”, melnikovit képződéséhez vezet. Ezt tekinthetjük a rózsabányai érc legelterjedtebb, legnagyobb tömegű vasdiszulfidásványának. Képződése a FeS<sub>2</sub>-gél „öregedés”-ének külső körülmények által befolyásolt változatos menete szerint igen különféle. A vízleadás útja és módja szabja meg, hogy egy vagy több központ körül gömbös-kérges melnikovit-szerkezetek alakulnak-e ki, vagy felhősen, függőnyszerűen (az északi fény rajzához hasonló elrendeződésben) járja át a szerkezeti rendeződés első menete a FeS<sub>2</sub>-gél tömegét (I. tábla 2, II. tábla 1). Rózsabánya érce a szerkezeti formák és szöveti képek roppant változatos gyűjteményét tartalmazza.

A melnikovit formakincsében a kolloidszerkezet „öregedés”-ével járó gömbös formák uralkodók, melyek kialakulásában az eredeti pirrhotintáblák irányítottságának — ezek lenyomatát általában a hézagkitöltő kvarcfoltok őrzik — befolyása egyáltalán nem érvényesül. A kristályosság foka foltonként, kérgenként változó s egyszerű optikai vizsgálat útján csak durva közelítésben becsülhető. Reflexió tekintetében a FeS<sub>2</sub>-gél homályos visszaverőképességétől a pirit erős tükrözéséig minden átmenetet megtalálunk. A kristályosodás többnyire a kolloidformák héjaira — kérgeire merőleges rostok, lemezek kialakulásával jár, melyek között szabálytalan szigetek alakjában marad vissza több-kevesebb szerkezetnélküli FeS<sub>2</sub>-gél (III. tábla 1). A többé-kevésbé kristályos melnikovitkérges nagy részén anizotrópiát nem észlelünk. Egyes részleteken azonban — nagyobb As-tartalom, vagy markazithoz vezető átkristályosodás miatt — változó élénkségű anizotrópia csillan elő.

A FeS<sub>2</sub>-gél vízleadásának és kristályosodásának földtani időmértékkel is lassú folyamata már az ércépződés késői szakaszai során megindulhatott, de fokozatos előrehaladása még napjainkban is tart. A melnikovitkérges között — a FeS<sub>2</sub>-gél térfogatesőkkenése következtében — körkörös és sugar-

irányú rések—repedések keletkeznek. Az idősebb repedéseket kalkopirit, kvarc tölti ki, a frissebbek üresen maradtak (I. tábla 2).

*Pirit.* A  $\text{FeS}_2$ -gél öregedése lassú, erősen késleltetett átkristályosodás révén legtöbb esetben piritképződéshez vezet. A kolloidállapoton át vezető lassú kialakulás a kristályos fázis alkatán nyomot hagy. Az így keletkezett pirit többnyire idegenalakú, durvaszemű. Felülete az ércsiszolatokban erősen gödörös, egyenetlen, melnikovit vagy  $\text{FeS}_2$ -gél át nem kristályosodott zárványait vagy szigeteit tartalmazza. A nagy piritszemek—foltok a melnikovit felé fokozatos átmenettel határolódnak el. Az átmeneti öv szerkezetén jól követhető a rejtett-kristályos melnikovit szerkezeti tömörülése, egységes rendeződése, mely a kolloidformák fokozatos elhalványulásával a pirit zártabb egységébe vezet át. Az átmenetek az átalakulás irányát és folyamatban levő előhaladását is híven tükrözik (II. tábla 2, III. tábla 2).

A melnikovitból képződött gödörös, egyenetlen pirit reflexiója eléri más lelőhelyek közvetlenül kristályosodott piritjét, sőt helyenként felül is múlja azt. Színe általában kevésbé sárgás, olykor meglepően fehér reflexiójú. Rendellenes anizotrópia — ha nem is nevezhető általánosnak — igen elterjedt a gödörös felületű piritnél, élénksége néha nem sokkal marad el az arsenopirité mögött. A piritrácsba szabálytalanul beépülő As-tartalomnak tulajdonítjuk ezt a jelenséget, amely a  $\text{FeS}_2$ -gél elterjedt, bár nem egyenletes eloszlású As-tartalmából könnyen származtatható. Valószínű, hogy az As nem a pirrhotin kénfelvételével egyidőben, hanem később jutott a rendszerbe, mert a melnikovit külső kérgei tűntek ki nagyobb adszorbeált As-tartalomra utaló rendellenes viselkedéssel. Ez öröklődik a piritfoltok szegélyi részének élénkebb anizotrópiájában is.

Kétségtelenül elsődleges kiválású piritet is találunk a Rózsabánya ércében. Ezt gyakori sajátalakúsága, kevésbé gödörös, jobban fényezhető felülete különbözteti meg a géleredetűtől. Gyakran önálló szemek, behintés alakjában jelenik meg, de ha érintkezik is a  $\text{FeS}_2$ -gél vagy melnikovit foltjával, határa mindig éles. Rendellenes anizotrópiával ezeken a piritszemeken is találkozunk. Mennyiségük a gödörös — géleredetű — pirithez képest nem jelentős. A sajátalakú, oldatból kivált piritet nem kell a pirrhotinszármazékoktól teljesen független képződménynek tekintenünk. Lényeges különbség az előbb tárgyalt pirithez képest csak az, hogy kristályosodása nem a  $\text{FeS}_2$ -gél fokozatos „öregedés”-ével és helyben történő szerkezeti átrendeződésével ment végbe, hanem valódi oldat — esetleg szállítás — közbeiktatásával, közvetlen kiválás útján.

*Markazit.* Nem nevezhető ritkának a Rózsabánya ércében, mégis az előbbi  $\text{FeS}_2$  módosulatokhoz viszonyítva szerepe egészen alárendelt. Megjelenése csaknem kizárólag gömbös — kérges melnikovitszerkezetekhez kötött. A markazit-kristálykérges a melnikovit sugárirányú kristálykezdeményeinek továbbfejlődése útján alakulnak ki, így a kristályos szerkezetbe való átmenet észrevétlenebb s nem jár a kolloidszerkezet eltörlésével, mint a piritté alakulás. Egyedül az erősebb reflexió és élénk anizotrópia különbözteti meg sok esetben a markazitkérgeseket a belsőbb melnikovit- vagy gélállapotban maradt halmazoktól.

*Arzenopirit.* A Rózsabánya ércesedésének jellegzetes, helyenként számottevő mennyiségben fellépő ásványa. Elterjedése főként a Rózsaakna kör-

nyéki fészkes – impregnációs ércetekre jellemző, és felsőbb szinteken inkább előtérbe lép, mint mélyebben. A Felső Rózsatáróban szinte egyedüli szulfidérc, ellenben a mélyebb szintek tömött, tömeges pirrhotin-testjeiből hiányzik. A pirrhotinkiválással induló ércépződés egy későbbi – de nem befejező – szakaszának terméke.

Kétféle megjelenési alakja:  $\text{FeS}_2$ -gélből származó idegenalakú gödrös tömegei (II. tábla 1) és sajátalakú, hintett kristályos kiválása valószínűleg egyazon képződési szakasz terméke.

Az As-tartalmú oldatoknak a pirrhotinkiválás, sőt a pirrhotinfészkeknek kénfelvétel útján történt megbontása után meginduló feltörése ugyanis a korábbi érckiválás átjárható részein az ércanyag bizonyos fokú átalakítása, az ércetek környezetében pedig hintett érckiválás útján fejtette ki hatását.

A friss  $\text{FeS}_2$ -gél a feltörő oldat As-tartalmát – főként a felszínén – kémiailag is könnyen megkötötte s adszorpciós útján gyakran a kísérő ionokat (Co, Ni) is befogadta. A gélállapotú vagy részben melnikovittá rendeződött vasdiszulfidanyag csaknem észrevétlenül tudta rejteni a felvett idegen anyagokat; az előrehaladó kristályosodással azonban ásványos elkülönülésük elkerülhetetlenné vált.

Igy alakult ki a pirrhotin kénfelvételéből származó  $\text{FeS}_2$ -tömeg oldatok számára könnyebben átjárható részein a géleredetű arzenopirit. Általában nagy, idegenalakú kristályhalmazokból áll, legfőbb jellegzetessége ércszolati felületének gödrös volta, zárványossága, ami pirrhotinból gélállapoton keresztül vezető kifejlődéséből könnyen érthető. Bár a szerkezeti átrendeződés a pirrhotin táblás kristályainak nyomát éppúgy elmosta, mint az esetleges kolloidszerkezetekét, bezárt pirrhotinroncsok tanúsítják a kiindulási anyag természetét.

Ahol a kristályosodó  $\text{FeS}_2$ -gél As-on kívül egyéb szennyezést is bőven tartalmazott, a kialakuló arzenopirit nemcsak gödrös felületű, de szinte szivacsos szerkezetű. Az arzenopirit-„szivacs” üregei tartalmazzák a természetben és a bizmuttartalmú összetett szulfidok változatos fészkeit, összenövésüket (IV. tábla 1). A Rózsaakna ércének ez a jellegzetes kifejlődése korábban a Rózsaakna gépteréből volt ismeretes (36); újabb vizsgálatok az akna mélyebb szintjein is kimutatták jelenlétét.

Az ércépződés As-tartalmú oldatokkal jellemezhető szakasza az ércet szegélyén és a mellékközetben jelentős tömegű arzenopirit-behintést hozott létre. A behintés udvara magasabb szinteken nagyobb szélességű. Az arzenopirit kristályok többnyire megnyúltak, csaknem kivétel nélkül jól fejlett sajátalakúak. Felületük jól fényeződik, reflexiójuk kitűnő, anizotrópiájuk élénk. A kristályok többnyire kvarcba ágyazottak, mely egyidejű kiválás lévén, az arzenopirit kristályosodása idején valószínűleg még gélállapotú volt. Az arzenopirit-behintéssel együtt összetett szulfidok önálló foltjai képződtek, köztesen hintve (IV. tábla 2, V. tábla 1).

*Szfalerit.* A sötétszínű, nagy vastartalmú szfalerit (marmatit) a Rózsaakna ércének gyakori ásványa. Elterjedése tekintetében szinte váltja az arzenopiritet, azzal ellentétben az ércesedés mélyebb szintjein, a Rózsaaknától távolabb, D felé gyakori, nem annyira a fészkes – impregnációs, mint inkább a zsinóros – telérés kifejlődésben. Többnyire durvakristályos, az ércben nagy foltokban, pecsétekben jelenik meg.

Mikroszkóp alatt szabálytalan körvonalú nagy foltjai legtöbbször gödrösek, repedezettek. Ezek mentén sötétvörös belső reflex csillan elő. Szulfidzárványok igen gyakoriak a szfaleritben, a kalkopirit elterjedtebb, mint a pirrhotin, olykor a kettő vegyesen jelenik meg. A kalkopirit kb. 5%-nyi irányítatlan szételegyedési cseppecskék és kb. 30–40%-os arányú irányított lemezes-rácsos összenövési övek alakjában (36) egyaránt megjelenik. A kalkopiritzárványok mennyisége, eloszlása egy csiszolaton belül is roppant változó (V. tábla 2, VI. tábla 1).

Pirrhotin apró szételegyedési cseppek alakjában található a szfalerit-szemekben, mennyisége ott jelentősebb, ahol a környezetben pirrhotin is található. Helyenként a szfalerit pirrhotinzárványai jóval túlnőnek a szételegyedési cseppecskék méretein, s inkább reszorpciós roncsoknak tűnnek. Ez az egyetlen jel arra, hogy helyenként szfalerit is kiszoríthatta a pirrhotint. Egyéb szöveti bizonyíték erre nézve alig található s a szfalerit (marmatit) általában a pirrhotint kísérő, korai, nagyhőmérsékletű kiválás termékeként tűnik fel.

*Galenit.* Nem jellegzetes tagja a rózsabányai ásványtársulásnak. Leginkább, mint késői kiválás — a fagyosasszonyi ércesedés kisugárzása — ér el jelentősebb feldúsulást az altárával keresztezett telérekben, zsinórokban. Elvértve megtaláljuk a Rózsaakna magasabb szintjein, de fellépése igen szabálytalan, 1–2 m-re, vagy szinte egy-egy fészekre szorítkozik.

Mint késői kiválás, általában réskitöltő, többnyire durvaszemcsés. Sajátalakú kristályai ritkák, inkább csak hasadási idomként jelentkeznek utólag összetört, majd ismét cementált ércanyagban. Az összetett szulfidokkal változatos kiszorítási képletekben nő össze. A galenit sok helyen foglalta el a pirrhotin helyét is. Pirrhotinnak gyakran a legkisebb maradéka sem maradt fenn, a kiszorításról csak a galenit táblás szemcsehatárai és a pirrhotintáblák közeit kitöltő kvarclemezek lenyomatai tanúskodnak.

*Kalkopirit.* Csekély mennyiségben szinte elmaradhatatlan az ércesedés valamennyi részén, számottevő feldúsulása azonban teljesen szabálytalan és ritkaságszámba megy. A rózsabányai érc kalkopiritje minden megvizsgált ponton nagyhőmérsékletű képződménynek (szfaleritesillagok) bizonyult, szöveteleg azonban mindenütt hézagkitöltő, késői kiválás, melynek kialakulása — legalábbis átrendeződés formájában — még a pirrhotin átalakulása után is tartott. A kalkopirit viszont az egyetlen gyakoribb szulfidásvány, mely a pirrhotin kiszorításában csak ritkán vesz részt.

A szfaleritesillagok változó méretben (1–10  $\mu$ ), alakban és sűrűségben található meg a kalkopirit-szemekben. Nemcsak különböző ércetek, de szomszédos kalkopirit-szemek között is gyakran nagy különbségek adódnak (VI. tábla 2). Általában több szfaleritesillaggal találkozunk olyan kalkopirit-szemekben, melyek környezetében szfalerit bőven van.

A szfaleritesillagok változó fejlettségűek, olykor káró-alakúak csökevényes csillagszarvakkal, máskor a csillagszarvak alakultak ki hosszabban s a csillag közepét bekeretezett kalkopirit foglalja el (VI. tábla 3). A csillagok többszörös csatlakozására, vázkristályszerű kezdemények kialakulására is találunk példát. Gyakori, hogy a szfaleritesillagok a gazdakristály kitüntetett — hasadási — irány mentén sorakoznak. Ezen alaktani jellegekből genetikai szabályszerűséget kiolvasni nem sikerült.

A rózsabányai érc valóságos kincsesbányája a csekély mennyiségben fellépő ritka ércásványoknak. Változatos összetételük és paragenetikai összefüggéseik — amiből az alábbi felsorolás csak ízelítőt adhat — az ércképződésről alkotott felfogásunkat sok tekintetben finomíthatják. Eddigi vizsgálatuk nem tekinthető minden tekintetben megnyugtató és lezárt feldolgozásnak.

*Termésbizmut.* Kizárólag a Rózsaakna impregnációs — fészkes ércének arzenopirit-szivacsából Bi-tartalmú komplex szulfidok társaságából ismerjük eddig (IV. tábla 2). KOCH—GRASSELLY, PANTÓ téves meghatározását helyreigazítva a Rózsaakna gépteréből írta le, újabb vizsgálatok az akna 88—90 méteréből is kimutatták. Az arzenopirit-szivacs egyik-másik gödrében lekerekedett, lemezes szerkezetű szemei bizmutin, cosalit kíséretében jelennek meg.

*Bizmutin.* A Rózsaakna ércében a leggyakoribb bizmutásvány. Jellegzetes előfordulása ugyancsak az impregnációs — fészkes ércesedés arzenopirit-szivacsához kötött, ahol csaknem elengedhetetlen — bár kisebb mennyiségben fellépő — kísérője a cosalit. A két ásvány jellegzetes — kristálytani irányok szerint rendezendő, pálcika-alakú — összenövését (IV. tábla 2), mely a Rózsaakna gépteréből volt régebben ismeretes (36), újabb vizsgálatok a mélyebb szintekből is kimutatták. Foltjai többnyire nyúltak, kristálytani határok nélkül, szöveti illeszkedése azonban nem utal arra, hogy más ásványok kiszorítása útján terjeszkedett volna (VII. tábla 2). Megjelenése az arzenopirit-kiválás kísérő-ásványaként tünteti fel. A bizmutin az altárószinti zsinórok hintett, sajátalakú, kvarcba ágyazott arzenopiritjének is szinte elmaradhatatlan kísérője. Az ércesedés egészét tekintve elterjedése gyakori „nyom”-nak minősíthető, számottevő feldúsulását azonban sehol sem tapasztaljuk.

*Cosalit.* Bizmutin kíséretében — főként arzenopirithez kötve — gyakran található egy (vagy esetleg több) Pb—Bi-tartalmú összetett szulfid apró foltjai, melyre eddigi vizsgálatok alapján leginkább a cosalit ismertető jelei illelnek rá. Helyenként önálló foltokban is megjelenik, legtöbbször azonban a bizmutin összenövéséeként, amellyel az ércesedés területén való elterjedése is nagyjából egybeesik (VII. tábla 2).

Szöveti képét nem sikerült mindenütt egységesen értelmezni. Megjelenése általában késői, az ércesedés galenites fázisával kapcsolatos megjelenésére utal, ezt támasztja alá kiszorításról tanúskodó szemcsehatára a bizmutin felé. Találkozunk azonban a két ásvány irányított összenövésével is. Mivel ez a megjelenési forma kizárólag az arzenopirit-szivacs üregeiben található, képződését úgy értelmezhetjük, hogy a bizmutin és cosalit anyaga eredetileg a  $\text{FeS}_2$ -gél adszorbeált szennyezése volt s a két szulfidásvány egyidejű kristályosodása az arzenopirit szerkezeti átrendeződésével egyidejűleg következett be. Helyenként a két ásványon kívül a galenit parányi foltjai is megjelennek, így egyes esetekben a cosalit bizmutinra és galenitre való szétesésére is gondolhatunk.

Lehetséges, hogy a cosalit foltjai között más Pb—Bi-tartalmú összetett szulfid, így esetleg emplektit, csiklovait, lillianit is található, ezek azonosítása azonban összehasonlító anyag nélkül nem volt lehetséges.



*Galenobizmutit.* A Rózsabánya impregnációs ércesedésének altárószinti feltárásából (aknatalp, É-i harántvágat 206 m) összetett szulfid kalcitos meddőbe ágyazott apró, lécs- vagy szivaralakú ércszemei váltak ismertté, melyekre a galenobizmutit optikai jellemzői illenek rá legjobban. Az ásvány arzenopiritet kísérő kiválásnak tűnik, de keletkezésének sorrendjét más ércásvánnyal való közvetlen érintkezés sehol sem világítja meg.

*Glaukodot.* MIKÓ L. ismerte fel a Rózsaka 52 m-es mélységéből, impregnációs-fészkes ércből készített csiszolatban a glaukodot néhány – az arzenopirithez megegyezően hasonló – szemcséjét. Annak ellenére, hogy az impregnációs érc nem jelentéktelen Co-tartalmát CSAJÁGHY pontos elemzéséből (36) már 10 éve ismerjük, ez az első alkalom, hogy önálló Co-ásvány Nagy-börzsönyből éremikroszkóppal meghatározható volt. A meghatározás helyességét az egyértelmű optikai adatokon kívül az aknaszelvény e szakaszán átlagmintákban is mutatkozó Co-dúsulás is alátámasztja. ERDÉLYI J. altáróbeli löllingit-lelete mellett ez újabb adat a Co börzsönyi ásványos megjelenésére. A glaukodot, melynek apró, tökéletlen sajátalakú kristályai arzenopirittel együtt kéndúsulás révén nagyrészt átalakult pirrhotinos ércben jelennek meg, bizonyára nem a legnagyobb ritkaság a Rózsabánya ércében, az arzenopirit-től való elkülönítése azonban csak ásványszemenként történő gondos megvizsgálás útján lehetséges.

*Jamesonit.* A rózsabányai érc állandó kísérője egy vagy több Pb–Sb-tartalmú összetett szulfid. Képződésük egységes, a galenites szakasz után többnyire a galenit nagy foltjai szélén vagy zugaiban jelennek meg annak rovására terjeszkedő, utólagos Pb-szállítás révén kialakult apróbb-nagyobb fészkei. Ezek többnyire idegenalakúak, hézagkitöltők. Egyidejű képződést tulajdonítunk rövid oldatbeli szállítás révén a kvarcos–kalcitos meddőben sajátalakú kristálytűk kévéiként kivált összetett szulfidnak is. Elterjedése a fészkes, impregnációs ércesedésre jellemző, zsinóros, teléres ércetekben ritkaság.

Az ásványra éremikroszkópi megfigyelés alapján leginkább a jamesonit optikai jellemzői illenek rá. Az egyes megfigyelt fészkek között szöveti képen kívül árnyalati különbségek adódnak a szemcsék reflexió-színében, erősségében és anizotrópiájában. Ezek alapján lehetséges, hogy a főtömegű jamesonit mellett kisebb mennyiségben megjelenő egyéb Pb–Sb összetett szulfid (semseyit, meneghinit, boulangerit) is rejtőzik, ezek azonosítása azonban csak összehasonlító anyagra támaszkodó kiterjedtebb vizsgálattal lett volna lehetséges.

*Sartorit.* Előbbiektől mind optikai viselkedés, mind képződési jelleg tekintetében élesen megkülönböztethető – egy vagy esetleg több – Pb–As-szulfidásvány. Főleg az impregnációs-fészkes jellegű ércben, mindig arzenopirithez kötve jelennek meg izometrikus kristályai. Határa az arzenopirit felé mindig kiszorításról tanúskodik, így képződését az ércesedés galenites szakaszával hozzuk kapcsolatba, amikor Pb-tartalmú oldatok hatására egyes arzenopiritsemek szélé Pb–As-tartalmú összetett szulfiddá épült át (VII. tábla 1).

Ezen ásványra alig észrevehető reflexiós pleokroizmus és gyenge anizotrópia jellemző. Reflexiójának színe alig tér el a galenitétől. Belső reflexek nem jelentkeztek. Ezek az optikai jellegek önmagukban talán kevéssé indokolják, hogy egy eddig csak Binnentalból leírt ásvány nagybörzsönyi megje-

lenését feltételezzük. Szöveti képe azonban vegyi összetételét elég pontosan meghatározza, a Pb–As összetett szulfidok között pedig optikai viselkedése leginkább a sartoritra illik rá. Ellenőrző vizsgálat és összehasonlító anyag nélkül természetesen lehetséges, hogy meghatározásunk téves, sartoriton kívül esetleg jordanitra vagy gratonitra gondolhatunk még.

*Proustit.* Vörösezüstércet 10 éve végzett mikroszkópi vizsgálatai során téves meghatározás alapján írt le PANTÓ a Rózsaakna gépteréből. Újabb vizsgálatok során az akna 70 m-es szintjéről származó mintában piritesedett ill. markazitosodott pirrhotinos érceben arzenopirit társaságában kisebb fészke biztosan meghatározható volt. Csekély reflexióképessége, erős anizotrópiája és tömeges belső reflexei egyértelműen vörösezüstércre utalnak, a belső reflexek világos színe pedig – az arzenopirites környezettel együtt – proustit mellett tanúskodik.

*Stefanit.* Az altáró 1533. méterénél feltárt összetett szulfidokban különösen gazdag zsinór átalakult pirrhotinos ércének egyik csiszolatában piritzem szélén kis reflexióképességű, élénk anizotrópiájú ezüstérc szemcséit figyelhetjük meg, melyek keménysége és belső reflexeinek hiánya egybehangzóan stefanit jelenlétét igazolja.

*Sternbergit.* Az előbbi – ezüstben különösen gazdag – érc galenitjében megjelenő jamesonitfészkek szélén, zugaiban rózsaszínes reflexiójú, élénk anizotrópiájú ásvány igen apró szemekcsoportjai voltak megfigyelhetők. Az ásvány optikai viselkedése teljes határozottsággal az „ezüstkovandok” csoportjára utal (VII. tábla 1). E csoport kevésbé tanulmányozott voltával és mindig jelentéktelen mennyiségű, aprószemcsés megjelenésével magyarázhatjuk, hogy eddig Nagybörzsönyből nem vált ismertté. Az ásványnak a csoporton belüli meghatározására az irodalom meglehetősen hiányos diagnosztikai adatai alapján (79) nem törekedhettünk. Megnevezésül a csoport legpontosabban meghatározott tagját, a sternbergitet tüntettük fel, bár ásványunk reflexiója a leírások szerint az argentopiritével jobban egyezik.

#### γ) Az ércesedés meddő ásványai

Az ásványtani vizsgálat teljességre nem törekedett, így jelen ismertetésnek sem célja, hogy az érces ásványtársulás minden meddő ásványát számbavegye, mégis az ércmikroszkópi, ill. DTA vizsgálatok szolgáltatottak néhány olyan ásványtani adatot, melyekre érteleptani kiértékelésünknel is figyelemmel kell lennünk. Ezeket alábbiakban ismertetjük.

*Karbonátos kísérorásványok.* A rózsabányai ércesedés meddő kitöltése gyakran karbonátos, elsősorban kalcitos. Kiválása az ércépződés egyes szakaszaival váltakozott, jelentős mennyiségben pedig követte azt. A sziderit érc kísérelő fellépését, sőt ércásványokat (pl. kalkopirit) helyettesítő jellegét a Rózsaakna ércében már KOCH–GRASSELLY kimutatta (22). A sziderit azóta KOBLENCZ V. DTA vizsgálatai szerint (23. ábra 2, 4, 7, 8. görbe) az ércementi agyagásványkeverékekben finomeloszlású kísérorásványként – mintegy az ércépződés melléktermékeként – gyakorinak bizonyult.

Az altáró É-i harántvágatában 200–206 m között feltárt impregnációs ércesedés anyagában kalcit- és szideritövek többszörös váltakozása volt megfigyelhető a romboédes karbonátkristályokon. Az övek váltakozását a két

ásvány törésmutatójában és reflexióképességében mutatkozó különbség jól kidomborítja. A karbonátkiválás váltakozva kalcitos, ill. sziderites jellegű kézenfekvő a pirrhotinos ércanyag átalakulásának (vasvesztésének) szakaszaival összefüggésbe hoznunk. Ez a folyamat kolloid-állapotú reakciótermék képződésével kapcsolatban szabad  $Fe^{+2}$  ionokat termelt, mely a kalcitkiválás egyes szakaszaiban a közvetlen környezetben sziderites alakban rögzítődött. A viszonylag nagy képződési hőmérsékletnek a két ásvány öves egymásrannövésében fontos szerepe lehet, mivel Fe- és Ca-karbonátok váltakozó túlsúlya kishőmérsékletű metasomatikus karbonáttelepeknél seholsem vezet hasonló összenövések kialakulásához.

*Agyagásványok.* A nagybörzsönyi érc kíséző agyagásványokat először ERDÉLYI J. vette beható vizsgálat alá. A pontatlan bányaföldtani megnevezéssel „kaolin”-ként jelölt minták igen részletes optikai, vegyi, DTA és röntgenvizsgálata alapján uralkodó elegyrészként *hidromuskovitot* határozott meg (6). A hidrosillám tüzetes jellemzésén kívül ezen ásványcsoport genetikai jelentőségét irodalmi adatok alapján részletesen kifejti (5).

Abból a célból, hogy ERDÉLYI-nek a nagybörzsönyi agyagásványok képződési hőmérsékletére, ill. genetikai típusára vonatkozó értékes felvilágosításait a bányaföldtani és ércmikroszkópi vizsgálatokból kiadódó teleptani képpel alkalmas módon összevethessük, a MÁFI vegyi laboratóriumában nagybörzsönyi mintákon KOBLENCZ V. által készített DTA elemzéseket leleheladataik szerint számbavettük. A rózsahegyi ércesedés DTA-diagramjait és meghatározásait a 23. ábra tünteti fel. Több mintában — karbonátásvány zavaró jelenléte miatt — agyagásvány nem volt kimutatható, hét minta agyagásványa azonban egyértelműen hidromuskovitnak bizonyult. Világosan arra mutat ez, hogy a hidromuskovit a rózsabányái — pirrhotinos — ércesedés jellegzetes kísézőásványa, erre az érc képző szakaszra ERDÉLYI által a hidromuskovit megjelenéséből levont genetikai következtetéseket helyesnek fogadhatjuk el. A mezotermális hőmérsékletet a nagybörzsönyi ércesedés *pirrhotinos szakaszára* tartjuk jellemzőnek, érvényesülésének övezete a pirrhotin megjelenésének teljes szintközére (Alsó Rózsataró — altáró közötti 122,5 m) kiterjedt, függetlenül attól, hogy a pirrhotin felsőbb szinteken jelentős részben átalakult. Azt, hogy a hőmérsékletjelzés csak az altáró szintjére vonatkoznék, az ércteleptani kép nem erősíti meg. Sajnos, a Rózsaaakna magasabb szintjeiről agyagásványminta, amely a kérdést biztosan eldönthette volna, nem került vizsgálatra. Az altáró D-i harántvágatával feltárt telérekre (fagyosasszonyi ércesedés) a mezotermális hőmérsékletjelzés — éppen az innen származó, később tárgyalandó agyagásványminták DTA elemzésének adatai szerint — bizonyosan nem vonatkoztatható.

## B) FAGYOSASSZONYBÁNYA

### a) Érc teleptani vonások

A Rózsahegy DNy-i részén húzódó, uralkodóan teléres jellegű ércesedésről, melyet központi helyzetű, legrégebb feltárásáról megjelölve fagyosasszonyi ércesedésként tárgyalunk, az elvégzett bányászati kutatás alapján nem alakult ki teljes és részletes ércteleptani képünk (II. melléklet). Annak ellenére,

hogy 1948-ban az újranýtások éppen ezen a szakaszon indultak meg, a fagyosasszonyi ércesedésen végzett kutatások a többet ígérő rózsabányái ércesedéssel szemben hátrányban maradtak. A kibúvások és régebbi műveletek alapján legreményteljesebbnek ítélt telérek alávájása nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket, ezért a kutatás nem folytatódott az ércesedés teljes lehatárolásáig és sok tisztázatlan kérdést hagyott nyitva a megismert telérek kapcsolatát illetően is.

A bányafeltárásokra vonatkozóan rendelkezésünkre álló adatok tekintetében a Rózsabánya ércesedésével kapcsolatban elmondottak itt is érvényesek. A kutatás korai szakaszában végzett újranýtásokról készített dokumentációk nem minden tekintetben kielégítők, sőt van olyan bányafeltárás is (Istvántáró), melynek közel 100 m-es újranýtott szakaszát egy ízben PANTÓ-nak ugyan alkalma volt rövid látogatás keretében végigjárni, de annak teljes újranýtott hosszúságáról még mérnökségi dokumentáció sem maradt fenn. Itt is megkíséreljük a fellelhető térképek, jegyzőkönyvek és fényképek (LIFFA A., GÓBEL E. — KISS D., KISVARSÁNYI G. és saját adatgyűjtésünk) alapján lehetőleg egységes érteleptani kép megrajzolását.

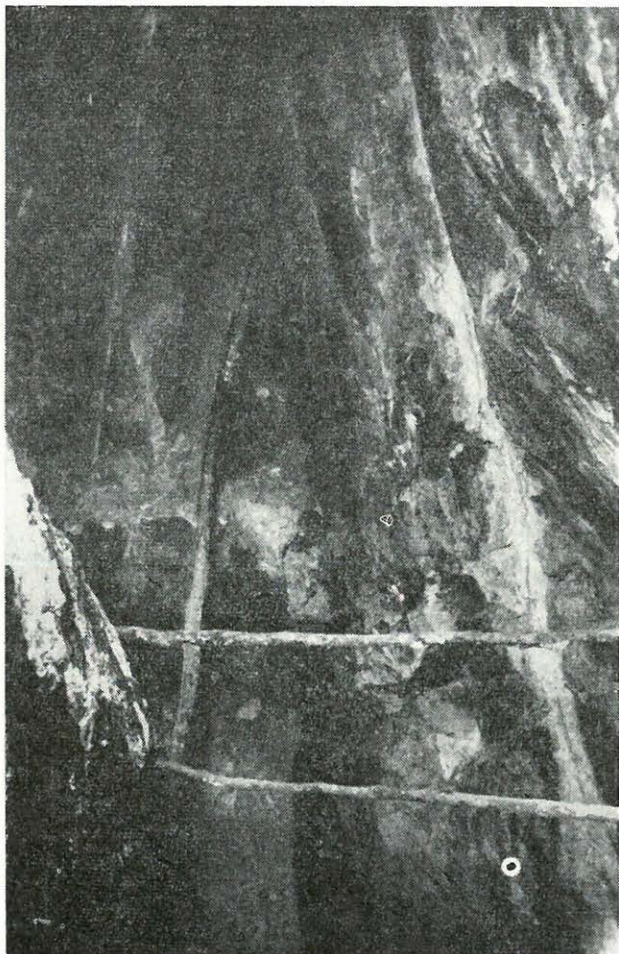
*Felső Fagyosasszonytáró* (538 m tszf.) (II., III. melléklet). A 185 m hosszú középkori bányafeltárás a nagybörzsönyi műveletek közül a legmagasabb szinten levő. A vésett tárót kevésbé bontott andezitbe vágták, ezért bejárata sem omlott be, így évtizedek óta, mint a nagybörzsönyi ércesedés leghosszabb hozzáférhető feltárását keresték fel a szakemberek. A táró alaprajzát LIFFA 1930—31. évi bányaföldtani felvétele kapcsán közölte (31). Ezen a „zöldkővesedett andezit”-ben haladó táró egyes szakaszain „kaolinos telér” van ugyan feltüntetve, s a leírás említést tesz arról, hogy azt „a táró több pontján 16—20 m hosszban, 10—15 m magasságig lefejtették”, de a telér vastagságáról és a műveletek kiterjedéséről felvilágosítást nem nyújt.

PANTÓ 1946. évi felvétele során új megfigyelésként jelentkezett az, hogy a „táró” 80 m-es szakaszán nem ép kőzetben haladó vágat, hanem telértömedékből álló főte és talp között üresen hagyott közle. Az összesült tömedék helyenként valóban szilárd breccsajellegű, de tömedékvolta közelebbi vizsgálat alapján nyilvánvaló. E felismerés megváltoztatta a Felső Fagyosasszonytáró érces képződményeiről és az azon kialakult középkori bányaműveletekről alkotott véleményt. Ennek tükrében 60+20 m-es, átlagosan kb. 70 cm szélességű elágazó telérszakasz a „táró” szintje fölötti kibúvásig, alatta pedig az Alsó Fagyosasszonytáró szintjéig, a középkori művelés során nagyrészt lefejtésre érdemesnek bizonyult. Ennek a ténynek igen fontos szerepe volt a nagybörzsönyi, elsősorban a fagyosasszonyi mélyebb szintű kutatások várható eredményeinek derülátó megítélésében, amit csak az Alsó Fagyosasszonytáró közvetlen talpában végzett kiterjedelmű feltárások sikertelensége homályosított el.

A Felső Fagyosasszonytáró közel É—D csapású, kaolinos zsinór mentén, bontott amfibolos, augitos piroxénandezitben indul, 10. méterénél egy 200°/70° helyzetű ugyancsak kaolinosodott zsinórt harántol, majd a 11. méternél éri el a fagyosasszonyi főtélért. A telér a nagybörzsönyi ércesedés egyik legszámottevőbb felszínközeli ércteste, amelyről joggal feltételezhetjük, hogy természetes kibúvása is volt. Annak ellenére, hogy a fagyosasszonyi telércsapást a Rózsahegy DNy-i orrán keresztül az Istvántárótól a Ludmilláig meglehe-

tősen sűrűn sorakozó horpák követik, éppen a Fagyosasszonytelér felszíni elmeddülésig leművelt szakasza felett a külszínen sem természetes kibúvás, sem kutatóárkolás, ill. bányászat nyoma nem figyelhető meg. Így ma nem dönthető el, hogy a Fagyosasszonytelérre a horpák irányították-e a figyelmet s a Felső Fagyosasszonytáró a már felismert telér alávájására indított feltárás volt-e, vagy a kaolinos zsinóron elinduló kutatás talált-e rá a telérre, s a horpák a bányászati feltárt telér továbbnyomozását szolgálták.

A fagyosasszonyi főtélér ÉÉNy-iből ívesen ÉNy-iba hajló csapású – átlagosan  $240^{\circ}/60^{\circ}$  helyzetű – 60 m-es szakasza járható be. A telér lencses kifejlődésű, vastagsága 40–120 cm között változik, a melléktélér keresztezésénél 2 m-re is kivastagszik. A 60 m-es telérszakaszon a közle talpa – fúvószárok leverése útján – mindenütt tömedéknek bizonyult. A főte több mint 30 m-en összesült tömedék, ill. 10–15 m magas fejtési üreg. A telér összeszű-

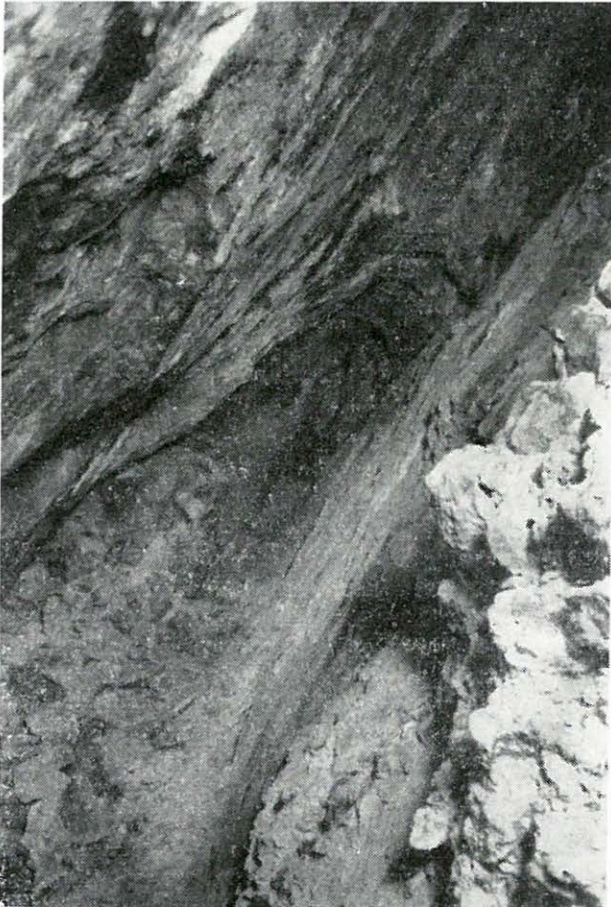


34. ábra. Kifejtett telérüreg, Felső Fagyosasszonybánya  
 Figure 34. Stopped vein-cave, Felső Fagyosasszony-gallery

külő vagy elmeddülő szakaszain, a közle főtéje eredeti telérkitöltés, melyben érces ásványt éppúgy nem lehet oxidálatlanul találni, mint a telérfalakon vagy a tömedékben.

A „táró” 35. m-énél a  $297^{\circ}/75^{\circ}$  helyzetű melléktelér keresztezi a főtelért. Ennek átlagos vastagsága 50 cm, a csapásán 20 m hosszban bejárható, szakadásban végződik. Talpa ugyancsak tömedék, főtéje az összeszűkülő telérszakaszokon ép, máshol 8–10 m magas fejtési üregbe nyílik. Szulfidos érc-ásvány ezen a telérszakaszon sem volt található. A telér átvág a főteléren és DNy-i irányban kivékonyodva folytatódik. Kifejtett telérüregét nem lehetett megközelíteni, így annak kitöltéséről adataink nincsenek.

Keresztezésnél a telérüregek tágasabbá válnak, mely felfelé alig bevilágítható magasságig tátong, lefelé telérmenti akna szolgál az Alsó Fagyosasszonytáró szintjére. Az aknát a telér mentén leszakadt tömbök elzárták s



35. ábra. Kifejtett telérüreg, Felső Fagyosasszonybánya  
Figure 35. Stoped vein-cave, Felső Fagyosasszony-gallery

bár a légáramlat keresztülhúzott rajta, bejárhatóvá a későbbi újransítások során sem tették. A telérkeresztezés viszonylag nagyszabású üregeiről, határozott telérfalairól KISS D. egyik felvétele nyújt képet (34. ábra). Másik képen (35. ábra) a főtélér mentén haladó közle látszik tömedékelt talppal, főtéjében visszahagyott, elvékonyodó telérkitöltéssel.

A Felső Fagyosasszonytárá ismételt bányaföldtani felvételei nem vezetnek a fagyosasszonyi ércesedés kétségtelenül legszámottevőbb ércestének, a fagyosasszonyi főtélérnek kielégítő teleptani ismeretéhez. Ez azért is sajnálatos, mert a telér optimális kifejlődési övét — elsősorban bányaművelési adatok alapján — ezen a szinten vagy nem sokkal ez alatt kell kijelölnünk. Az évszázadok óta nyitva álló vagy tömedékelt felszínközeli telérszakaszon ép szulfidos ásványra nem is számíthatunk. Fel kell azonban tételeznünk, hogy a dúsabb telérrészek hirtelen kiékelődéseinél — vagyis a fejtési üreg és a bennhagyott telérkitöltés határán — az érces kitöltések ugrásszerűen maradtak ki, mert érc kiválás nyomát még oxidált kitöltés vagy kioldott üreg alakjában sem sikerült felfedezni.

Nem gondoljuk, hogy a lefejtett telérszakaszok rendkívül dúsak lettek volna. A telérkitöltésből a középkori művelés során munkahelyi válogatással csak a dúsércet szállították el. De ha akkor, a kezdetleges bányászat eszközeivel fejtésre érdemesnek minősült, a mai értelemben is műrevaló érc akkora összefüggő tömegét kell az üres vagy tömedékelt telérszakaszok helyén feltételeznünk, amekkorát az érintetlen közökön végzett új kutatás, sajnos, sehohsem tárt fel.

Történeti adatok és a táró alatt a völgyben talált kohósalak alapján főként galenitesnek kell a lefejtett telérszakaszokat minősítenünk, melyek bányászatának hasznát az ezüstön (aranyon) kívül az ólom hozta meg. A telér fémtartalmáról — látható szulfidásványok hiányában is — hasznos felvilágosítást nyerhettünk volna résminták elemzése révén. Sajnos a Felső Fagyosasszonytárából mindössze egy résminta került elemzésre a főtélér keresztezés előtti szakaszáról. Ez jelentős Ag-(150 g/t) és Pb-(3,06%) tartalom mellett el nem hanyagolható Zn-tartalomról (1,44%) tanúskodik.

A Felső Fagyosasszonytárá hátsó szakaszán, a főtélér csapásirányú kiékelődésétől kiinduló — ugyancsak középkori — kutatóvágatok adatai is összhangban állnak ezzel a megismeréssel. E vágatok eleinte a főtélér ÉNy-i csapását követve, majd zezzugosan a melléktélér ÉK–DNy-i csapására átérve több zsinórt harántoltak, telérré azonban egyikük sem szélesedett (36., 37. ábra III. melléklet). Az 1–5 cm vastag zsinórok uralkodó ércásványa galenit, pirit és kevés szfalerit kíséretében. Kalkopirit elszórtan, nyomokban jelenik meg.

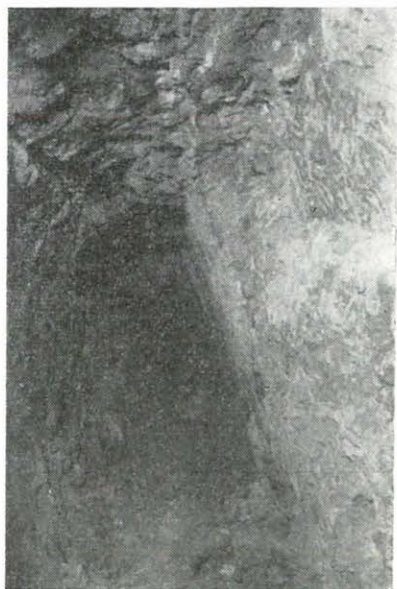
A táró mellékközete a bejárattól kezdve bontott amfibolos augitos piroxénandezit. GÖBEL E. felvétele szerint a táró befejező, DNy-i irányú kutatóvágatának ÉNy-i falán már amfibolos hiperszténandezit jelenik meg. A kőzet-határ egyben elmozdulási sík is  $225^\circ/70^\circ$  helyzettel. Valószínű, hogy e határon fellépő zúzódási övet jelzi GÖBEL térképén zsinór- ill. telérként, ennek kitöltésében azonban még a limonit is oly kevés, hogy érces képződményként aligha fogható fel.

Alsó Fagyosasszonytárá (508 m tszf.) (III. melléklet). A Felső Fagyosasszonytárában nyert ismeretek alapján a nagybörzsönyi érc kutatás legsűr-

gősebb és legreményteljesebb tennivalójának az Alsó Fagyosasszonytáró újrainyítása látszott, így arra még 1948-ban sor került. A feltárt ércesedés távolról sem felelt meg a várakozásnak, így a kutatás a Rózsabányába, majd az al-táróba települt át.



36. ábra. Középkori kutatóvágat galenites zsinór mentén, Felső Fagyosasszonybánya  
Figure 36. Mediaeval exploring drift along a galena stringer, Felső Fagyosasszony-gallery



37. ábra. Középkori kutatóvágat galenites zsinór mentén, Felső Fagyosasszonybánya  
Figure 37. Mediaeval exploring drift along a galena stringer, Felső Fagyosasszony-gallery

GÓBEL E. bányaföldtani dokumentációjából (10) kitűnik, ami a kutatás kezdetén még nem volt nyilvánvaló, hogy a 290 m hosszú Alsó Fagyosasszonytáró vágatainak zöme, melyekben részletesebb telérvizsgálat történt, nem a Felső Fagyosasszonytáró súlyponti ércesedése alatt, hanem annak folytatásába eső vagy abból kiágazó zsinórok mentén haladt. A vágatok GÓBEL vizsgálatai szerint, végig elbontott amfibolos, augitos hiperszténandezitben haladnak.

A táró kétágú kezdőszakasza kb. 50 m-en a főtétel csapásirányú folytatásába eső, átlagosan  $240^{\circ}/65^{\circ}$  helyzetű elágazó zsinórokat követ, melyek legfeljebb 12 cm-re vastagodnak ki. Kitöltésük kaolinos, limonitos, szalagos elrendezésű oxidált érces kitöltésre vall. Szulfidos ásványt nem sikerült benne felfedezni. Az e szakasról kb. egyenlő távolságokon szedett részminták a zsinór anyagának figyelemre méltó Ag (34–295 g/t), Pb (2,17–4,64%) és Zn (1,38–4,01%) – tartalmáról tanúskodnak.

Az 50. métertől kezdve a melléktelérrel párhuzamos,  $300^{\circ}/75^{\circ}$  helyzetű zsinórt követ a vágat több, mint 60 m-en. Az e szakasról szedett részminták adatai szerint a zsinór 13 cm-re vastagszik ki, fémtartalma átlagosan nem



marad alatta az előző zsinórénak. Kitöltése — függetlenül a csapásiránybeli eltéréstől — bizonyára megegyezett amazéval.

A táró 80. méterénél egy kutatóvágat mindkét eddig ismert fagyosasszonyi telércsapástól eltérő, átlagosan  $200^{\circ}/70-80^{\circ}$  helyzetű telér csapására tér s azt 70 m hosszúságban követi. E telérszakasz résmintái szerint a telér 60 cm-re is kivastagszik és az ezüsttartalom — jelentős mennyiségű Pb—Zn mellett — valamennyi táróbeli résminta között itt éri el a legnagyobb értéket (254 g/t). Szulfidásvány nyoma ebben a telérben sem maradt fenn, de kitöltését a résminták alapján az előzőkhöz hasonlóknak véljük.

Az előbbi, NyÉNy—KDK csapású telér a feltáróvágat 35. méterénél keresztezi a fagyosasszonyi főtélért, ill. az annak folytatását képező zsinór, mely bizonyosan összefügg a táró kezdeti szakaszán nyomozott elágazó zsinórokkal. A főtélér csapásán haladó vágat rövid beácsolt szakasszal a Felső Fagyosasszonytáróból nyíló telérmenti gurítóhoz ér. Ehhez közel volna várható a  $325^{\circ}/75^{\circ}$  helyzetű fagyosasszonyi melléktelér harántolása, melynek azonban ezen a szinten semmi nyoma, ha csak nem tekintjük annak a táró NyÉNy—KDK-i szakaszán a főtélér keresztezése előtt átvágó, csapásmentén megkutatatlan zsinórt (III. melléklet).

Az Alsó Fagyosasszonytárónak a főtélér alatt haladó vágatáról — dőlés szerinti vetítés és a középkori bányászat általános módszerének ismerete alapján — feltehetjük, hogy csapásmenti vágat volt. A telérmenti gurítók idetorkollása is erre vall.

Nincs arra vonatkozó adatunk, hogy akár az Istvántáróból (488 m tszf.), akár a Ludmillatáróból (465 m tszf.) kiinduló műveletek elértek-e a fagyosasszonyi főtélér alá, azonban valószínű, hogy az Alsó Fagyosasszonytáró e szakaszának talpa sem volt ép. Mikor az ércesedés tárótalp alatti ép kifejlődésének megismerésére kutatóakna kijelölésére került sor, a főtélér csapásának a NyÉNy—KDK-i csapású telér keresztezésén túli — magasabb szinten sem művelt — pontjára esett a választás. (A kijelölést a bányászat szakemberei végezték.)

A tárótalpról indított 7 m-es kutatóakna falának elbontott andezitjében néhány cm vastag elágazó galenites zsinórok húzódtak. A belőlük vett 6 résminta adatai szerint a rés hossza (140 cm) valószínűleg a zsinórokkal áthálózott köz szélességével egyezik meg. Ilyen értelemben a 6—24 g/t-ás Ag-, 0,1—0,7%-os Pb- és 1,8—2,8%-os Zn-tartalom nem is kiábrándítóan gyenge.

*Istvántáró* (488 m tszf.), (III. sz. melléklet). 1949-ben került sor az Istvántáró 90 m-es szakaszának újrainyítására. Sajnos, az újrainyításból igen kevés maradandó adatot nyertünk. PANTÓ szerint az Alsó Fagyosasszonytáró kezdeti szakaszához igen hasonló képet nyújtott. Legfeljebb 20 cm-ig szélesedő, oxidált agyagos kitöltésű kanyargós, lencsésedő zsinórt követett ÉK-i irányban, mely feltehetően az Alsó Fagyosasszonytáróban feltárt párhuzamos melléktelér folytatását képezi.

*Ludmillatáró* (461 m tszf.), (III. sz. melléklet). Az 1949 elején VAJK M. bányamester felmérése alapján elkészített bányatérkép lehetővé tette a pontos tájékozódást az eddig ismert bányafeltárások térbeli és főleg szintbeli összefüggései között. Kitűnt, hogy a Kovács-patakból induló Ludmillatáró a legmélyebb szinten telepített régi bányászati feltárás, melyről harántiránya alap-

ján is nyilvánvaló volt, hogy a magasabb szinti művelések alá szállító, vízlevezető altárónak indították.

A Ludmillatárót (Festékbánya) ugyancsak régóta ismertük. LIFFA 1931-ben 326 m-ig járta be, bányaföldtani térképe szerint a táró zöldkövesedett andezitben halad, mely egyes övekben piritbehintést tartalmaz. Pontosan feltünteti a diaklázisokat és az „agyagtélér”-eket, melyek után csapásirányú kutatás is indult (28).

PANTÓ bányaföldtani térképén a mérhető diaklázisokon kívül feltüntette a harántolt és részben csapás mentén is megkutatott kaolinos, ill. érces zsinórokat. Figyelemreméltó ércesedés a táró bejárt szakaszán nem mutatkozott, de a bőséges okkerképződésből arra lehetett következtetni, hogy a táró magasabszinti kifejtett, tömedékelt telérszakaszt vájhat alá.

Az újranyitás 1950 tavaszán a táró 395. méteréig jutott el, ahol egy magasabb szinten kifejtett telér laza tömedéke kifogyhatatlan anyagutánpótlásával véglegesen útját állta.

Az „áttörhetetlen” omlás jelentős kiterjedésű és számottevő vastagságú tömedékelt telérüregre enged következtetni. A kiszállított nagymennyiségű tömedékanyagban nem ritkán érces tömbök is akadtak – galenites, szfalerites (marmatitos) telérdarabok – melyek mérete és szerkezete ugyancsak jelentős telérvastagságról tanúskodott.

Az omlás miatt kerülővágatok új kihajtása kezdődött meg, melyek lapos dőlésű, jelentéktelen vastagságú zsinórok mentén kanyarogtak, s a megütött, tömedékelt telér lefutását és kiterjedését, valamint a fagyosasszonyi telérekkel való kapcsolatát nem tisztázták.

A Ludmillatáró 800 m-en felüli kiterjedésű vágatrendszeréből nyerhető földtani, ill. érceleptani felvilágosításokat – egységes bányaföldtani dokumentáció hiányában – saját megfigyeléseken kívül GÖBEL E., HERRMANN M. és KISVARSÁNYI G. feljegyzései alapján igyekszünk összegezni.

A Ludmillatáró nagyjából egységes biotit amfibol-klorodácittömegben halad, melyben csak a zöldkövesedés, ill. piritbehintés foka szerint állapíthatunk meg különbségeket (18).

A dácithatártól kezdve az amfibolos augitos hiperszténandezitben az elbontás a fő ércesedéshez közeledve, zöldkövesedéstől „kaolinosodásig” (a kőzet teljes kifakulásával járó agyagos kőzetlembontás) fokozódik. Az elért, vagy megközelített érctestről semmilyen teleptani adat nem maradt fenn. Nem tudjuk, telér, vagy tömzs volt-e, méretei, kiterjedésének fő irányai milyenek, melyek voltak. A kaolinosodott andezitben haladó kerülővágat a megütés pontjától kb. 20 m-re DNy-i oldalon harántolta az érctest feltételezett csapását anélkül, hogy számottevő érc mutatkozott volna benne.

A kaolinosodott andezitben galenites zsinórok futottak elágazón, legnagyobb kivastagodásuk 25 cm-t alig ért el. Az uralkodó zsinór roppant lapos dőlésű (5–10°) volt, vető is szabdalta és dőlésiránya is változott. Ennek végig kaolinosodott andezitben való követése igazolta, hogy a lefejtett főércesedést kísérő zsinórok számottevő telérré nem egyesülnek.

E kutatások során egyetlen irányvágat létesült, az ún. „ép andezitvágat”, mely az érctesttel közvetlenül valószínűleg nem érintkező ép, „fiatal” augitandezitet tárta fel anélkül, hogy a kőzettest alakját, a bontott piroxéndandezithez való viszonyát megközelítőleg is tisztázta volna.

A felsorolt adatokat nehéz valamennyire is reális érteleptani képbe egye-  
síteni. A telér jól kifejlődött, lefejtett vagy lefejtetlen folytatását a csaknem  
körülhatároló feltárások között csak ÉK-i irányban képzelhetjük el, ami a  
fő telérirányokat figyelembevéve egyáltalán nem valószínűtlen. DNy-i irány-  
ban beigazolt hirtelen elvégződése, ill. zsinórokká seprűződése nem szokatlan  
jelenség a vulkáni környezetben megjelenő epitermális Pb–Zn értelekreknél.  
Itt a zsinórok helyzete olyan lényegesen eltér a telér lehetséges csapás- és dő-  
lésirányától, hogy a telért befogadó hasadék ércesedés előtti tektonikus el-  
végződésére kell gondolnunk. Ez távolról sem jelenti azt, hogy DNy-i irány-  
ban a telér újabb, nagyvastagságú kifejlődésével és a fagyosasszonyi telér-  
rendszerrel való összefüggésével – amire a felszínen összeérő horpasorok is  
utalnak – ne lehetne számolni.

A Ludmillatáró behatárolásával harántolt, régebbi harántvágatokkal  
és a 72. mérési ponttól ÉK felé kihajtott újabb harántvágattal nyomozott  
1–2 cm-es pirites, arzenopirites, kalkopirites zsinórok és impregnációk te-  
leptanilag a Rózsabánya ércesedéséhez tartoznak, részletesebb jellemzésüket  
azonban sem kifejlődésük, sem jelentőségük nem indokolja.

*Istenáldástáró* (473 m tszf.). Teljesség kedvéért említjük meg a Ludmilla-  
táró nyílásától 120 m-rel É-ra a Nagypogányhegy dácittömegébe hajtott,  
1949–50-ben 60 m hosszúságban újranyitott kutatótárót (II. sz. melléklet).  
A kőtengerrel borított, meredek hegyoldalon ma semmi nyomát nem lehet  
felfedezni az érc kibúvásnak vagy felszíni kutatásnak, amely alá a tárót a  
XIX. század eleji kutatások idején – úgylehet régebbi műveletek nyomán –  
hajtották. A táró mellékközeze zöldkővesedett, durvaszemű dácit, mely az  
ércesedés közvetlen közelében „kaolinos” lebontást szenvedett.

A tárónyílástól 22 méterre, az elágazásnál találjuk az ércesedés első nyo-  
mát, addig „kaolinos” ereket követ, ill. keresztez a táró. Itt, néhány cm-es  
zsinórból 1/2 m-ig szélesedő, kb. 170°/70° helyzetű telér vág keresztül a táró-  
rón. DNy irányú harántvágattal kb. 12 m hosszban követték és a főte felett  
rövidebb gyámvágattal, a talp alatt kisebb aknával nyitották meg. A telér,  
hozzáférhető zsinórjaiból ítélve galenites – szfalerites kitöltésű lehetett.

A közel É-i csapású, K-i dőlésű hosszanti galenites zsinórt, melynek vas-  
tagsága 2–10 cm között változik, a táró kb. 20 m-en követte az elágazástól  
É felé, enyhén kanyarogva. A táróban résmintavétel nem történt, LIFFA 1930-  
ban gyűjtött és megelemzett ércmintái szerint a zsinór érces kitöltése nemes-  
fémekben gazdag lehetett.

Az Istenáldástáró érce, amennyire a felsorolt adatok alapján megítélhető,  
a fagyosasszonyi ércesedés képviselője, annak legészakibb, elszigetelt megje-  
lenése. Északi továbbterjedésére – a Nagypogányhegy alá, Bányapuszta  
felé – semmilyen érteleptani adat nem utal.

\* \* \*

Az altárókihajtás a rózsabányai ércesedés mélyebb szinteken remélt töm-  
zseinek feltárását tűzte ki elsőrendű célként.

A fagyosasszonyi ércesedés altárószinti kutatása 1954 nyarán indult meg  
és 1956. július 15-ig húzódott el. Ennek során 1162 fm vágat és feltörés ké-  
szült el. Az altárószinti kutatás a magasabb szintek eredeti ércesedéséhez sok

tekintetben hasonló, azonos genetikai típusú, de sokkal jelentéktelenebb, amazok rendszerébe nem illeszkedő ércetesteket tárt fel s a felső ércetestekkel való kapcsolat felderítésével végül is adós maradt.

*Altáró D-i harántvágat (314 m-ig), (III. melléklet).* A többé-kevésbé bontott, zöldkövesedett, amfibolos, augitos hiperszténandezitben haladó harántvágat kezdeti szakaszán néhány gyenge ércnyomot ütött meg, melyek érceleptani jellege még a rózsabányai ércesedéshez áll közelebb. Ezeket a teljesség kedvéért soroljuk fel.

A harántvágat 20. méterénél pirhotinos, pirites, kevés szfaleritet, galenitet tartalmazó, kb.  $290^\circ/70^\circ$  helyzetű vékony telért keresztezett. A 40–50 cm-ig kivastagodó telért rövid kerülővágattal követték és elkeskenyedő végét új-ból harántolták. A telérből szedett két részminta elemzése szerint az átlagos Pb-tartalom 0,7–0,9%.

A harántvágat több vékony pirites zsinór harántolása után 145. méterénél kb.  $200^\circ/65^\circ$  helyzetű, 30 cm vastag pirites, szfalerites telért ütött meg, melynek dőlésirányú nyomozására 15 m-es feltörést hajtottak. Ennek falain az érc elágazó erek hálózatában jelent meg, ezek iránya ( $315^\circ/62^\circ$ ,  $300^\circ/70^\circ$ ,  $285^\circ/65^\circ$ ) csaknem merőleges az alaptelérre. Az érc megjelenési formáján és ásványain is a rózsabányai ércesedés jellege uralkodik. A feltörésből szedett 9 részminta elemzési adatai szerint a Zn-tartalom mellett a Pb másodrendű – bár mindkettő átlaga igen alacsony.

Hálózatos, hintett ércesedés jelent meg a harántvágat 188–217 m közötti szakaszán is, melyet K-i és Ny-i harántvágattal, majd egy 60 m-es feltörésből kiképzett É–D-i vágatrendszerrel kutattak meg. A 173 fm feltárásban figyelemre méltó ércfelhalmozódás nem akadt. A megkutatózott szakasz D-i részén – a D-i harántvágat 190–220 métere táján – a feltöréssel elért +60 m-es szintig felérő, ércbehintéses öv rajzolódott ki, melynek mellékközele hidromuszkovitos lebontású piroxénandezit. 28 részminta elemzésének adatai szerint ebben pirit az uralkodó ércásvány (Fe-tartalom 24%-ig emelkedik), Pb, Zn és Ag (1,8%, 0,3%, 149 g/t maximális értékekkel) azonban csekély mennyiségben mutatkozik. Az érceloszlást nem számítva, fagyosasszonyi jelleg lép itt előtérbe a Pb-nek a Zn-t messze meghaladó mennyiségében. Az ércbehintéses övön kívül É, ill. ÉK felé a tárószinten és a feltörésből kiképzett vágatok, zsinórok, ill. törési övek ércnyomait követték. Ezek csapás mentén nem bizonyultak kitartóknak és fémtartalmuk igen szegényes volt.

A 60 m-es feltörés kihajtását és abból 102 m hosszú É–D-i vágatrendszer kialakítását nem indokolta egyedül az altáróban talált gyenge ércesedés. A másik cél az volt, hogy a Ludmillatáró labirintusjárataival érintett rejtélyes ércesedést nagyjából a feltételezhető csapás mentén 30 m-rel a Ludmillatáró talpa alatt alávják. A vágat É-i vége előtt 15 m-rel, az itt kialakított K-i és Ny-i betöréseknél D-i dőlésű, éles határ után a „fiatal”, elbontatlan augitanandezitbe jutott, melyben az eddig mutakozó zsinór és zúzódási öv menti ércesedés legcsekélyebb nyoma is hiányzik. E kőzet bontatlansága, ércmentessége ércesedés utáni benyomulására enged következtetni s az sem lehetetlen, hogy a korábbi ércetestet felemésztette.

*302 m-es telér, (III. melléklet).* A D-i harántvágat a 302. méterénél harántolta az első ércetelért, mely a fagyosasszonyi ércesedés altárószinti típusaként jellemezhető. A telér közel K–Ny-i csapású (kb.  $200^\circ/60^\circ$  dőlésű), helyzete

így közeláll az Alsó Fagyosasszonytárával feltárt melléktelérek egyikéhez. Vastagsága 20 – 80 cm között változik, átlagosan 40 cm. A telér összeszűkülései, kivastagodásai fokozatosak.

A telért a csapásvágat 110 m hosszban, két feltörése összesen 57 m hosszban tárta fel. A telér 62 résmintájának elemzése készült el. **Mikó L.** részletes telér-térképezése szerint az uralkodóan „kaolinos” kitöltésű, szalagos szerkezetű telér amfibolos augitos hiperszténandezitben halad, melyben elvéve biotit is megjelenik. A szulfidos ércek meg-megszakadó zsinórjai a telér középső szakaszán gyakoriak (38. ábra). A telér nagyfokú kiszélesedése (80 cm) fémtartalmának rohamos csökkenésével jár együtt. A két ágra szakadó telér egy helyen fog közre szélesebb meddő kőzetlencsét, különben csak zsinórok ágaznak le belőle hegyes- vagy közel derékszögben.

A csapásirányú kutatás a telért K és Ny felé hosszabb – 10 cm alá szűkült és elmeddült – szakasz követése után hagyta el. Nem tekinthetjük kizártnak, hogy a szűkülés után csapás mentén a telér újabb, dússabban érces szakaszai következhetnek. A telérszerkezet vagy a fémeloszlás semmi támpontot nem nyújt arra vonatkozóan, hogy ez K-i vagy Ny-i irányban volna-e valószínűbb. A dőlésmenti feltárások arról tanúskodnak, hogy a telérnek a csapásvágattal feltárt érces lencséje felfelé is rövidesen kiékel, azonban azt a kérdést, hogy dőlésirányban újabb kivastagodás várható-e, nyitva hagyják.

A telér ércásványainak – és legfontosabb fémeinek – arányát legkifejezőbbben a résmintaelemzések átlagértékei jellemzik: Fe 10,17%, Pb 1,7%, Zn 0,58%, Au 0,11 g/t, Ag 34,7 g/t. Az általánosan elterjedt pirit mellett a telér érc tartalmának jellegét az ezüsttartalmú galenit adja.

A 302 m-es telér nem hozható közvetlen kapcsolatba a felsőbb szinteken feltárt telérágakkal. Csapásiránya és dőlése tekintetében megegyezik ugyan az Alsó Fagyosasszonytárá egyik melléktelérével, azonban eltérő mellékkőzetben, annak távoli fekjében fut, így még a köztük levő, később tárgyalandó „fagyosasszonyi vető” figyelembevételével sem gondolhatunk közvetlen összefüggésükre. Ha ércösszetétel szempontjából igyekszünk a két telért összehasonlítani, szembetűnő, hogy ott a Fe-tartalom viszonylag és abszolút értékben is kisebb, a Zn viszont nagyobb, néha meghaladja a Pb értékeit. E fémarányt azonban a kilúgzás egyenlőtlen mértéke folytán nem fogadhatjuk el az elsődleges állapot hiteles jellemzésére. Ha viszont a fémarányokat lényegesen megváltoztató kilúgzásra gondolunk, a magasabbszinti, hasonló telér eredeti fémtartalmát a 302 m-es telérben észleltnek többszörösére kell ten-

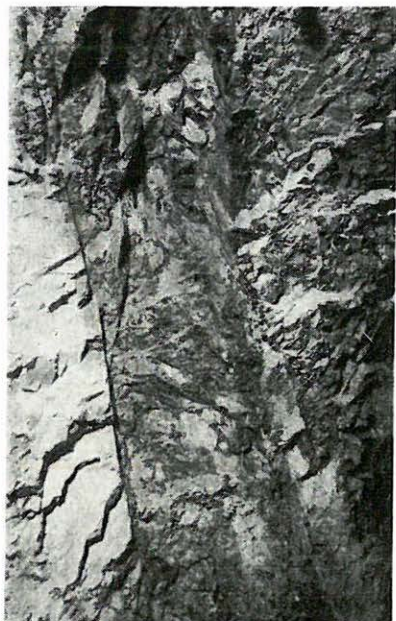


38. ábra. Galenites telér, altáró D-i főharánt 302. m.

Figure 38. Galena vein, adit southern cross-cut 302 m

nünk, ami arra utal, hogy altárószintű feltárásaink – mind a nemes-, mind az ipari fémek tekintetében – mélyen az optimális feldúsulás öve alatt jártak.

*370 m-es irányvágat*, (III. melléklet). Röviddel a 302 m-es telér keresztezése után (314 m-nél) a D-i harántvágat tekintélyes elmozdulásról tanúskodó és kőzetváltozást is hozó  $150^\circ/50^\circ$  helyzetű vetőt harántolt. A vető jelentős csapásmenti kiterjedését igazolja, hogy e megütési ponttól mintegy 90 m-re a D-i harántvágat 370. méterénél indított irányvágat hasonló közvonalon, csaknem egybevágó helyzetben ( $150^\circ/65^\circ$ ) harántolta. Ez a nagybörzsönyi bányászattal feltárt, legjelentősebb – minden bizonnyal ércépződés utáni – vető, melyet a kutatás során „fagyosasszonyi vető”-nek kereszteltek el (39. ábra).



39. ábra. Fagyosasszonyi nagyvető, D-i főharánt 370. m

Figure 39. Large Fagyosasszony fault, southern cross-cut 370 m

az volt, hogy a Felső és Alsó Fagyosasszonytáró szintjén megismert, ott részben lefejtett, részben bízható fémtartalmúnak talált telérek altárószintű viselkedését tisztázza. Érdeklődésre elsősorban a főtélér tarthatott számot.

A földtani adatok kellő értékelése nélkül vezetett kutatás azonban a fagyosasszonyi főtélér várható mélyszintű csapásának elérése előtt kb. 20 m-rel leállt, így a főtélér ércvezetésének kérdését az altáró szintjén sem tekinthetjük megnyugtató módon lezártnak.

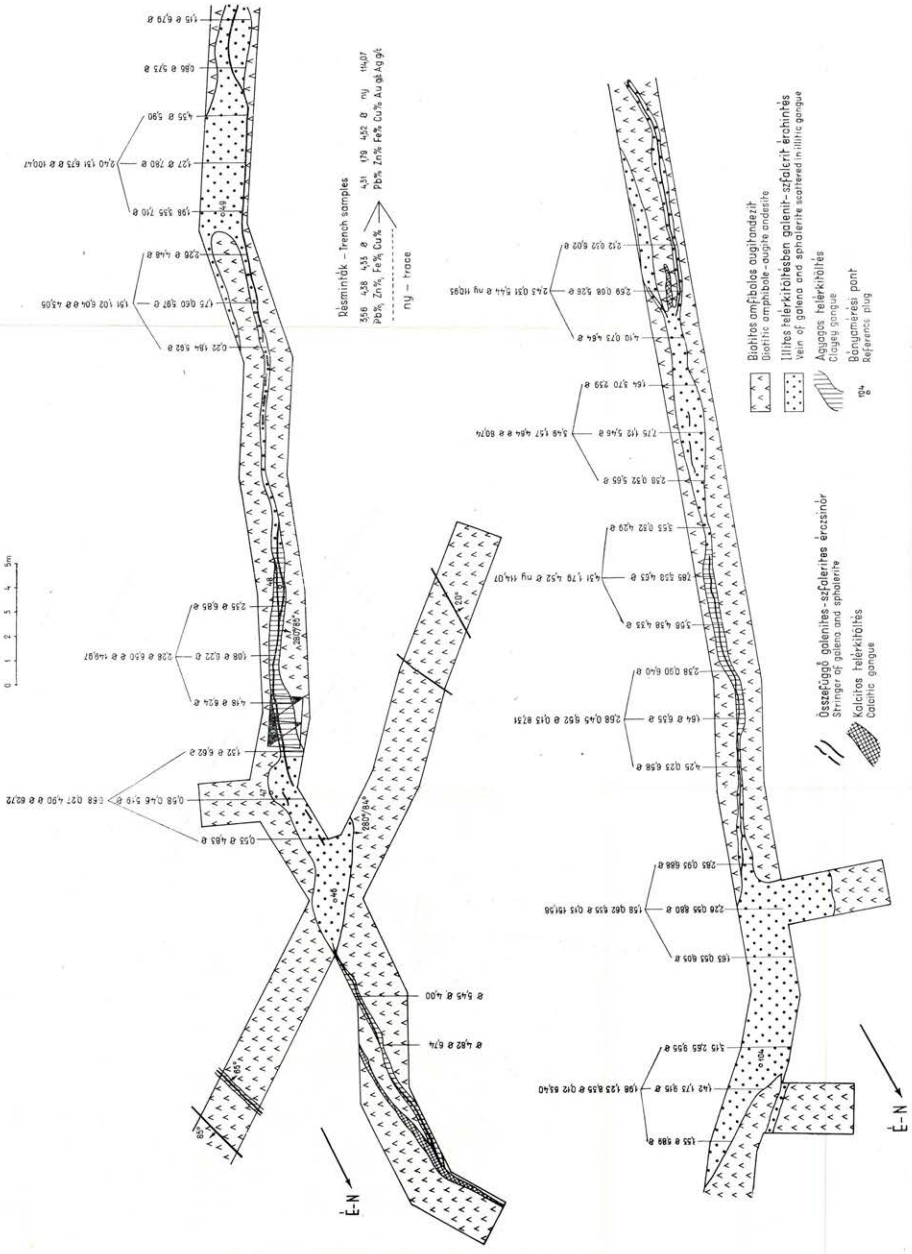
*DNy-i telér.* Miután az altáró D-i harántvágata az irányvágat kihajtásán túl sem ért el figyelemre méltó érces képződményt, a 409. méterénél DNy irányban törték meg. Ez az irányvágat továbbra is csak 1–2 cm-es piritzsinórokat harántolt s a 60. méter táján fokozatos átmenettel az amfibolos hiperszténés augitandezit továbbiakban már állandósuló biotitos fáciesébe jutott. Az

E vető vágja el a Rózsaaknától egyenesletes kifejlődéssel nagy kiterjedésben D felé húzódó, változó mértékben elbontott amfibolos, augitos hiperszténandezit tömeget, hogy piroxénés amfibolandezitnek adjon helyet. Ez a kőzettípus nem elterjedt, lehetséges, hogy csak vetőmenti fáciesnek minősül, mivel csak a harántvágatban jelentkezett 11 m szélességben. Az irányvágatban, amennyire a vetőmenti elbontott kőzet meghatározható, ez hiányzik. A piroxénés amfibolandezittől D-re a harántvágatban tektonikus érintkezéssel, az irányvágat elbontott kőzete után pedig éles határ nélkül az amfibolos augitos hiperszténandezitnek, a fagyosasszonyi ércesedés jellemző mellékközének nagyobb összefüggő foltja következik.

A D-i harántvágat 370. méterénél telepített Ny-i irányvágat kihajtásának célja

FAGYOSSZONY TÍPUSÚ ÉRCESEDESRÉ JELLEMZŐ VÁGATSAKASZOK (ALTÁRÚ SZÍNT DNY-I CSAPASVÁGAT Bányaföldtani Szelvénye)  
EXTRACTS OF THE DETAILED GEOLOGICAL MAP OF DRIFTS ILLUSTRATING FAGYOSSZONY METALLIZATION (ADIT-LEVEL, SW-CUT)

SZERKESZTETTE: MIKÓ L.  
GEOLOGY BY L. MIKÓ



irányvágat 80. méterénél érte el a DNy-i ércetelért, melynek csapásirányú megkutatására 163 fm vágat és 60 m feltörés szolgált. Ezek voltak a börszönyi ércutatás legdélibb műveletei (V. melléklet).

Ez a nagybörszönyi ércutatás utolsó hónapjaiban váratlanul megütött telér sokáig tartotta a reménységet a kutatás sikere tekintetében. A telér a Fagyosasszonytárók teléreivel azonban semmiképpen sem azonosítható, mivel csapásiránya nagyjából megegyezik a fagyosasszonyi melléktelérrel, de dőlése éppen ellenkező. Kétségtelen, hogy a DNy-i telér, melynek minőségét 55 átlagminta elemzése alapján ítélni lehet meg, valamennyi nagybörszönyi feltárás között a legbiztosabb eredményeket szolgáltatta. A telér átlagvastagsága 82 cm, fémtartalma a résminták elemzésének súlyozott átlagértékei szerint: Fe 5,30%, Pb 2,57%, Zn 1,05%, Au nyom, Ag 80,4 g/t. A számítás a feltárt 163 m csapáshosszból 88 m-es (12 + 76 m) szakaszra vonatkozik, melyeken a telér réselésre érdemes, érces kitöltésűnek minősült. Az érces pillér magassága nincs lehatárolva, a feltörésekből 2 méterenként szedett résminták elemzése szerint a telér fémtartalma felfelé csökkenő irányzattal ingadozik, de a feltörések végén sem száll le feltűnően.

A DNy-i telér MIKÓ L. részletes telértérképezése szerint roppant változó, egyenlőtlen kifejlődésű. Vastagsága 20–160 cm között hirtelen, ugrásszerűen változik. Bár alapjában sávós, szalagos elrendezésű telér, sávjait messzire követni nem lehet (V. sz. melléklet). Egy-egy lencses hasadékkitöltés gyakran breccsás zúzódási övben folytatódik vagy új felszakadás mentén halad tovább. Hosszabb szakaszokon inkább hintett vagy fészkes érceloszlás jellemző. A telér meddő kitöltése végig „kaolinos”, az érces lencsék, fészkek minden oldalról „kaolin”-ba ágyazottak. A telér roppant változó kifejlődése ellenére a csapásirányú feltárás végein követett hosszabb, meddő zsinórrá szűkült szakaszok csapása mentén további jelentős feldúsulásra nem utalnak.

### b) *Az érc ásványos alkotása*

A nagybörszönyi ércen végzett ásványtani vizsgálatok a Rózsabánya vonatkozásában ígértek több újdonságot és érdekességet, így az eddig végzett vizsgálatok legtöbbször a Rózsabánya ércére összpontosult s a fagyosasszonyi ércesedés jóval kevesebb figyelemre tartott számot. Nem kivétel ez alól mostani feldolgozásunk sem.

Ennek oka részben kétségtelenül az ásványtársulás egyhangúbb voltában rejlik. A megütött ércen legtöbb esetben szabad szemmel is látni lehetett, hogy az uralkodó ércásványok néhány fajtájából áll, így részletesebb mikroszkópi vizsgálata nem mutatkozott feltétlenül szükségesnek. Másik ok azonban kétségtelenül a gyűjtési lehetőség hiánya. A fagyosasszonyi ércesedés esetében a felső szintek ércanyagára vonatkozóan sem megfigyelésünk, sem gyűjtött mintánk nincs. A telér eredeti érc tartalmára csupán bányaművelési emlékekből és résmintaelemzésekből következtethetünk.

Ércmintaanyagot vizsgálatra csak az altáró szintjén lehetett gyűjteni. Itt a fagyosasszonyi típusú ércetek száma mindössze kettő (302 m-es telér, DNy-i telér). Külön kérdés, hogy ezek ásványtani vizsgálatának eredményét mennyiben vonatkoztathatjuk a magasabb szintek hozzávetőleg ismert telérkitöltésére. E tekintetben igen óvatosan kell eljárunk, mert bár ércete-



leptani jellegek alapján hasonlóságot tételezhetünk fel, a résminta-elemzésekől kiolvasható fémeloszlás teljes azonosságot nem támaszt alá.

Az alábbi ásványtani ismertetés tehát még annyira sem kíván — és tud — elmélyedni, mint a rózsabányai ércesedés leírása. Célunk, hogy — főként ércleptani megítélés céljaira — jellemezzük az érces ásványtársulást és ki-domborítsuk a rózsabányaitól való eltéréseit.

#### a) Uralkodó ércásványok

*Pirrhotin.* A nagybörzsönyi érc „ősanyag”-ának nyomát átalakulástól megvédett rezorpciós roncsok alakjában, a Rózsabánya ércénél jóval kisebb mennyiségben, a fagyosasszonyi ércben is megtaláljuk. Eredeti mennyiségét nem tudjuk mindig megbecsülni. Ahol  $\text{FeS}_2$  ásványok zárják magukba, ott ezeket minden kételyt kizárva a pirrhotinból vezethetjük le. A galenit lemezes szerkezete vagy a szfalerit pirrhotinzárványai helyenként ugyancsak részleges pirrhotin-eredetről tanúskodnak. A pirrhotinkiválás, mint a nagybörzsönyi ércképződés korai, legerőteljesebb hulláma, a fagyosasszonyi ércesedés hasadékrendszerét is elérte, mennyisége azonban nem lehetett jelentős. Az ércképződés későbbi szakaszai — kénfelvétel vagy kationcsere útján — szinte nyomtalanul eltűntették a pirrhotint, a pirrhotin-eredetű ércanyagoknak azonban ez esetben nem jut olyan jelentős szerep, mint a rózsabányai ércesteknél.

*$\text{FeS}_2$ -ásványok.* Elmaradhatatlan, de nem főtömegű tagjai az ásványtársulásnak. Eloszlásuk igen változó, felhalmozódásuk a telérek egyes zsinórjaira vagy egyes rövidebb telérszakaszokra szorítkozik, jelentősebb önálló pirítottak kialakulására nincs példa. A pirrhotin átalakulása a Rózsabánya ércesedésénél tárgyalt állomásokon keresztül vezet s a  $\text{FeS}_2$ -gél, melnikovit, pirit, markazit azonos kifejlődését eredményezi, így e helyen részletesebb ismertetésük felesleges.

*Arzenopirit.* Mennyisége lényegesen kisebb a rózsabányai ércetekben észlelnél. A fagyosasszonyi teléreket kevesebb As-tartalmú oldat járta át, így a melnikovit-halmazok kérgének arzenopiritesezésére nem találunk példát. Az arzenopirit önálló behintés alakjában jelenik meg a telér szegélyén vagy a mellékkőzetben. Kristályai sajátalakúak, felületük ép, jó reflexiójú, élénk anizotrópiájú.

*Szfalerit.* A fagyosasszonyi telérek egyik főérce, a késői érc kiválás galenittel csaknem egyidős terméke. Kifejlődése több tekintetben különbözik a Rózsabánya korai kiválású marmatitjától. Fe-tartalma lényegesen kisebb, ha nem is nevezhető világos szfaleritnek, általában apróbb szemű, a telérekben sávokban, szalagokban jelenik meg.

Mikroszkóppal megfigyelhető sajátosságai közül elsősorban világosabb belső reflexei emelhetők ki, ami repedések mentén különösen jól megfigyelhető. Egyes telérrészek utólagos szerkezeti igénybevétel hatására kataklázosan összetörték, ezek szfaleritjét a vörössárga belsőreflexek egészen bevilágítják.

Igen különböző a szfaleritszemek zárványossága. A Rózsabánya szfaleritjével szemben, melyben a szulfidzárványok szinte elmaradhatatlanok voltak, a fagyosasszonyi szfalerit túlnyomórészt zárványmentes. Csaknem min-

den csiszolatban akad azonban — a többitől lényegesen nem különböző — szfaleritszem, mely bőven tartalmaz zárványt. Lehetséges, hogy a zárványosság alapján gondosabb vizsgálattal két szfaleritgenerációt lehetne elkülöníteni, azonban az eddigi megfigyelések inkább egy-egy teljesen felemészített ásványszem helyi (topomineralikus) hatására utalnak. A zárványos szfaleritszemekben ritkább a pirrhotinzárvány, elterjedtebb a kalkopirit, de csakis 5% alatti szételegyedési cseppecskék alakjában. Irányított összenövésre nem találtunk példát.

*Galenit.* A fagyosasszonyi érc legjellegzetesebb és legelterjedtebb ércásványa. Jelentősebb felhalmozódások helyein önálló ereket, fészkeket alkot többé-kevésbé durva kristályokban. Kiválását a fagyosasszonyi ércesedés főszakaszára tehetjük, korviszonya a szfalerithez képest nehezen tisztázható. Néhány megfigyelési adat (302 m-es telér) arról tanúskodik, hogy a szfalerit későbbi kiválású s helyenként a galenitet kiszorította.

A galenit szöveti jellemzésére nem sokat mondhatunk. Nagy, önálló foltookban gyakori, melyeken csak elvétve figyelhető meg lemezes szerkezet, pirrhotinszem kiszorításának bizonyítékaként. A galenit többnyire nem sajátalakú, gyakran reszorpciós szélű (szfalerit, összetett szulfidok felé).

*Kalkopirit.* Nem ritka ásvány a fagyosasszonyi ércesedés területén, de eloszlása roppant szabálytalan. Hosszabb telérszakaszokon teljesen kimarad, hogy azután máshol fészkei vagy foltjai feltűnően gyakorivá váljanak. Alakja mindig szabálytalan, hézagkitöltő, a legkésőbbi kiválásnak bizonyul. A kalkopirit — ellentétben a rózsabányai kifejlődéssel — szfaleritcsillagot sehol sem tartalmaz, kis hőmérsékletű származék.

#### β) Járvulékos ércásványok

A fagyosasszonyi érc — bár kétségkívül a rózsabányainál kisebb gazdagságban — változatos kifejlődésű és összetételű összetett szulfidokat tartalmaz. Ezek felsorolása és jellemzése nem nevezhető teljesnek vagy kimerítőnek, annál kevésbé, mert vizsgálataink nem oszlanak meg egyenletesen az ércesedés teljes kiterjedésén. Teljességre azonban az ásványok meghatározásában sem törekedhettünk a rózsabányai ércesedés ismertetésénél kifejtett okok miatt.

Megjelenik a fagyosasszonyi ércben egy összetett Pb—As szulfid, viselkedésében teljesen hasonló ahhoz az ércásványhoz, melyet *sartorit* néven írtunk le a Rózsabányából. Megtaláljuk néhány Pb—Sb szulfid foltjait is, melyek a *jamesonit*, *meneghin* viselkedésével jellemezhetők leginkább. Szfaleritben egy gyenge anizotrópiájú, erős reflexiójú ásvány karéjos foltjait figyeltük meg, a meddőben pedig egy gyengébb reflexiójú erős anizotrópiájú ásvány apró, szivaralakú foltjai mutatkoztak.

#### γ) Kísérő ásványok

*Karbonátok, kvarcváltozatok:* A telérek meddő kitöltését karbonát és kvarc adja változó arányban. Kifejlődésükön említésre érdemeset megfigyelni nem sikerült.

*Agyagásványok.* A fagyosasszonyi ércesedés meddő kíséretéből és mellékzeteiből KOBLÉNCZ V. 17 DTA elemzést készített, melyek közül négyben

agyagásványt nem lehetett meghatározni — ennek oka főként a minták jelentős karbonáttartalma volt. A karbonát-csúcsok zavaró hatását a minta előzetes forró sósavas kezelésével igyekeztünk kiküszöbölni.

13 DTA görbe szerint (40. ábra) a fagyosasszonyi mellékkőzet leggyakoribb lebontási terméke az *illit*, ezt tekinthetjük az altáró szintjén — s bizonyára a magasabb szinteken is — a fagyosasszonyi ércesedést kísérő kőzetelváltozás jellegzetes agyagásványának. Egyes görbéken az illit csúcsain kívül 700° táján bizonytalan vagy kifejezettebb hajlat jelenik meg, mely hidromuszkovit jelenlétére utal. Magyarázatra szorul még az egyik-másik mintán 800 C°-nál megjelenő exoterm csúcs is, mely az ismert agyagásványok egyikével sem azonosítható.

A bemutatott DTA-elemzések mennyiség és elterjedés tekintetében az illitet első helyre állítják, ugyanakkor más agyagásvány jelenlétét távolról sem zárják ki. Az ércásványok leírásánál kiemeltük a pirrotinnyomok elterjedését, tehát a nagyhőmérsékletű — kisebb terjedelmű — érc kiválást kísérő hidromuszkovitos lebontás nyomainak fellépése nem lehet váratlan. A fagyosasszonyi ércesedést kísérő illites lebontás ennél jóval nagyobb térfogatra terjedt ki és erőteljesebb volt.

Éppen a D-i harántvágat 314. méterénél a „fagyosasszonyi vető” mellől begyűjtött fokozatos lebontás sávjainak DTA elemzése (40. ábra 2. görbe) igazolja, hogy két különböző időpontú és hőmérsékletű folyamattal állunk szemben s nem minősíthetjük a hidromuszkovitot az illites kőzetlebontás erőteljesebb hatása termékének. Hidromuszkovitnyom nem a törésvonalhoz legközelebb eső, legerősebben elbontott kőzetsávban jelentkezik — az éppen valamennyi sáv közül illitben leggazdagabban —, hanem attól távolabb.

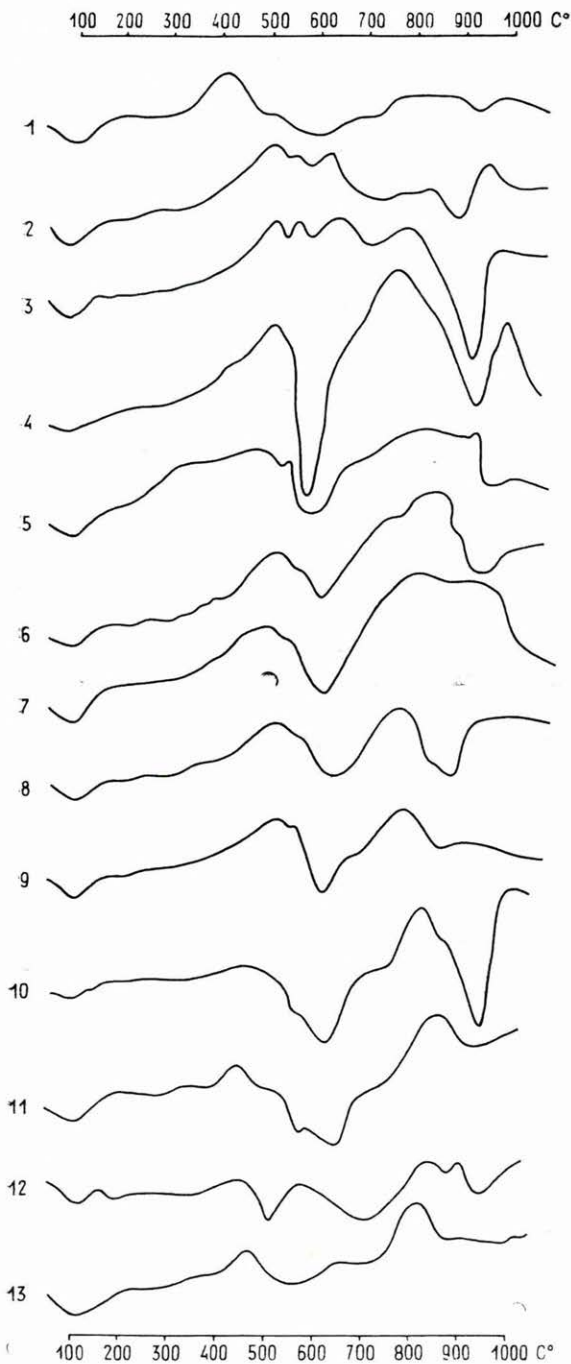
A fagyosasszonyi ércesedést tehát az agyagásványos lebontás — DTA-elemzések alapján nyomozható — hőmérsékletjelzése alapján is, az ércmikroszkópi megfigyelésekkel egybehangzóan, kisebb hőmérsékletű epitermális képződménynek tarthatjuk.

#### 40. ábra. A fagyosasszonyi ércesedés ásványainak DTA felvételei

*Jelmagyarázat:* 1. Pirit, illit, hidromuszkovit (Ludmillatáró, HCl-es kezelés után). — 2. Pirit, kevés sziderit, kalcit; az agyagásványcsúcsok nem elég jellegzetesek a kiértékeléshez. Illit vagy montmorillonit (?), (D-i főharánt 314 m, vető mellett öves lebontású andezit övei vetőlaptól távolodva: 1. öv). — 3. Pirit, kevés sziderit, több kalcit. Illit vagy montmorillonit (?). (Ua.: 2. öv). — 4. Pirit, sok sziderit, kalcit; az agyagásványcsúcsok gyengébbek. (Ua.: 3. öv). — 5. Illit. (Ua.: 3. öv HCl-es kezelés után). — 6. Pirit, kevés sziderit, kalcit, kevés agyagásvány. (Ua.: 4. öv). — 7. Pirit, illit. (Ua.: 4. öv HCl-es kezelés után). — 8. Pirit, sziderit, kalcit; illit vagy montmorillonit. (Ua.: 5. öv). — 9. Pirit, sziderit, kevesebb kalcit; illit vagy montmorillonit. (Ua.: 6. öv). — 10. Sziderit, kalcit, kevés hidromuszkovit (?). (D-i főharánt 370 m-es nagy vető mellől). — 11. Pirit, sziderit, illit. (Ua.: hideg HCl-es kezelés után). — 12. Pirit mellett kalcit vagy dolomit. Kévszű illit vagy montmorillonit. (D-i főharánt 302 m-es telér). — 13. Pirit, illit. Hidromuszkovit 800 C° után exoterm emelkedés. (Ua. HCl-es kezelés után).

#### Figure 40. DTA curves of the minerals of the Fagyosasszony mineralization

*Legend:* 1. Pyrite, illite, hydromuscovite (Ludmilla gallery, after HCl treatment). — 2. Pyrite, little siderite, calcite; the clay mineral peaks are not characteristic enough to be evaluated. Illite or montmorillonite (?), (southern cross-cut, 314 m, andesite zones of banded alteration beside the fault as moving off the fault plane: zone 1.) — 3. Pyrite, little siderite, more calcite. Illite or montmorillonite (?). (Same: zone 2.) — 4. Pyrite, much siderite, calcite; clay mineral peaks are weaker. (Same: zone 3.) — 5. Illite. (Same: zone 3 after HCl treatment.) — 6. Pyrite, little siderite, calcite, little clay mineral. (Same: zone 4.) — 7. Pyrite, illite. (Same: zone 4 after HCl treatment.) — 8. Pyrite, siderite, calcite; illite or montmorillonite. (Same: zone 5.) — 9. Pyrite, siderite, less calcite; illite or montmorillonite. (Same: zone 6.) — 10. Siderite, calcite, little hydromuscovite (?). (From beside the large fault, southern cross-cut, 370 m). — 11. Pyrite, siderite, illite. (Same: after cold HCl treatment.) — 12. In addition to pyrite, calcite or dolomite. Little illite or montmorillonite (southern cross-cut, 302-m vein). — 13. Pyrite, illite. Hydromuscovite, after 800 C° small exothermal peak. (Same: after HCl treatment.)



40. ábra - Figure 40.

## 5. Ércgenetikai áttekintés

A nagybörzsönyi érc kutatás feltárásainak bányaföldtani és ércmikroszkópi vizsgálata alapján kétszakaszú, kétféle típusú ércesedés vált ismertté. A korábbi, nagyobb hőmérsékletű (mezotermális jellegű) ércesedés, melynek pirrhotin az uralkodó ércásványa, a kutatás egész területén érvényesült, de legerőteljesebb és legjellegzetesebb kifejlődését a kutatási terület É-i részén a Rózsa-bányában és az alatt találjuk, innen a *rózsa-bányai ércesedés* elnevezés. Az érceloszlás impregnációs, fészkes vagy hasadékkitöltő, kíséretében a mellékkőzet hidromuszkovitos lebontású.

A kutatási terület D-i részén – a Fagyosasszonybányában és az alatt – későbbi szakaszban kisebb hőmérsékletű (epitermális) termák, hasadékok mentén szfalerites – galenites érc kitöltést raktak le részben a korábbi ércesedés anyagának kiszorításával, átépítésével. E *fagyosasszonyi ércesedés* kíséretében a mellékkőzet általában illites lebontású.

Egy polimetallikus szubvulkáni ércesedés eredetének és a környező vulkáni hegység képződésének mozzanataival való kapcsolatának kinyomozására a viszonylag kevésbé feltárt Börzsöny esetében kevesebb reményünk lehet, mint részletesen tanulmányozott, nagy kiterjedésben művelt bányavidékeken. Térbeli közelsége, vulkáni képződményeinek, sőt – a fagyosasszonyi területet illetően – ércesedés-

sének hasonlósága alapján a Selmec-Körmöci Érchegység példája jön első-sorban tekintetbe.

Amennyi betekintést az irodalmi és magánközlések engednek, a szlovák geológusok véleménye az eruptív képződmények sorrendjét és az ércképződéssel való kapcsolatát illetően még nem alakult ki véglegesen. A gyakorlati kutatás ma is sok tekintetben támaszkodik SZABÓ J. 70 év előtti monográfiájára (59), melynek megállapításai nagyrészt ma sem tekinthetők túlhaldottaknak. A részletek mellőzésével az összefüggéseket a következőképpen jellemezhetjük. A Selmec környéki vulkáni sorozatok nagyobb változatosságuk ellenére is összevethetők a börszönyi vulkáni sorozatokkal. SZABÓ az „idősebb” hipovulkanit-típusúakat paleogénnek, a „fiatalabb” ortovulkanitokat neogénnek tartotta. A szlovákiai kutatók (ČECHOVIČ, FIALA, LUKÁČ) mindkét kifejlődést a neogénbe helyezik, a tortónaitól a negyedkorig terjedő besorolással. Két fő ércképző időszakot különböztetnek meg, egyik a hodrusi (réz-érces) telércsoport, másik a selmeci (szfalerit – galenites) telércsoport képződését foglalja magába. SZABÓ mindkettőt – jelentős időkülönbség feltételezésével – a „fiatalabb” vulkáni működéssel hozta kapcsolatba s ezt a felfogást vallják általában a szlovák geológusok is, bár újabban a hodrusi intruzív ércesedés felső-kréta (banatitos) besorolása is felmerült (ŠALAT – ROŽLOZNIK).

Bármennyire csábító volna, távolról sem látszik indokoltnak, hogy Börszönyre vetítve a hodrusi és rózsabányai, ill. a selmeci és fagyosasszonyi ércesedés között vonjunk párhuzamot, hanem kénytelenek vagyunk mindkét ércképző szakaszt Selmechez hasonlóan az „idős” (hipovulkanit) jellegű, de későbbi szubvulkáni működéshez kapcsolni.

Analógiák nyomozása céljából vessünk egy pillantást a Mátrára. Két sorozata van, egyik biztosan szubvulkáni, a másik vulkáni. Előbbihez enargitos (Recsk), utóbbihoz szfalerit – galenites ércesedés (Gyöngyösoroszi) kapcsolódik. Utóbbi azonban bizonyosan korábbi képződmény a tortónai paroxizmus legkiterjedtebb lávaömléseinél s csak ott jelenik meg, ahol a hegység aljzatának felépítésében eltérő (szubvulkáni) jellegű andezit is szerepel.

Összehasonlításunk nem azt célozza, hogy közvetlen egyezéseket állapítsunk meg egyik vagy másik érces területtel. Rokonjelenségeket nyomozunk, hogy az ércesedés genetikai kapcsolatainak felderítésénél – közvetlen adatok hiányában – ezek útmutatásait is figyelembe vegyük.

A börszönyi „idősebb” vulkáni sorozat paleogén kora a 17 évvel ezelőtti térképezés munkahipotézise volt. Az „idősebb” sorozat rétegvulkáni felépítését a bányafeltárások nem igazolták, a „zöldkövesedett biotit-amfibolandezit agglomerátum” foltjai alatt is tömeges andezitet, ill. dácitot harántoltak. Az „idősebb” és „fiatalabb” vulkáni sorozat határán tehát nem két különböző korú rétegvulkáni összlet érintkezik egymással, hanem egy elbontottabb, lefojtott megszilárdulású szubvulkáni tömeg (hipovulkanit) jutott érintkezésbe – későbbi, kalderán belüli benyomulás révén – a kevésbé elbontott, felszínen megszilárdult rétegvulkáni összlettel. Így az „elbontottság”, zöldkövesedés kölcsönözte „idősebb” külső arculat nem mértékadó a korviszony megítélésére.

Több hegységen végigvonuló törvényszerűség nyilvánul meg abban, hogy a vulkáni tömeg magvában, a főtömegnél savanyúbb, erősen elbontott, szubvulkáni tömegek társaságában találjuk meg az ércesedéseket. Az is fel-

tűnően egyező több hegységünkben is, hogy az ércesedés két szakaszban zajlott le. Az egyik a korábbi nagyobb hőmérsékletű, rezes – polimetallikus érc-képződési szakasz, a másik a későbbi mindenütt kishőmérsékletű ólom – cink-érc-telérképződés.

Börzsönyi ércesedésünk lokalizációját nem választhatjuk el a zöldköves szubvulkáni képződményektől, elsősorban a biotit-amfibol–klorodácit megjelenésétől, ezt pedig nagyvonalú vulkáni szerkezet (kalderakialakulás) szabta meg.

A nagybörzsönyi – elsősorban a rózsabányai – ércesedést érteleptanilag a Kárpátok ívén belül Herzsabányával (Herja) vagy Óradnával (Kodra) vethetjük össze. Mindkettő közelében találunk – régebbi felvételek során a vulkáni tömegektől kellő pontossággal el nem különített – átalakult szubvulkáni tömegeket, melyek összetétele a rózsahegyhez igen hasonló. Az ércesedésnek a biotit-amfibolandezites – dácitos összetételű szubvulkánnal való genetikai kapcsolatba hozatala jól egyezik a hasonló ércelőfordulások egész soráról szerzett ismereteinkkel. Ha a piroxéndezitet mint „érchozó” kőzet-származékot kívánnánk feltüntetni, analógiára alig hivatkozhatnánk.

Semmilyen hitelt érdemlő adatunk nincs arra vonatkozóan, hogy az ércesedés két szakaszát – a kétségtelenül korábbi, nagyobb hőmérsékletű rózsabányai ércesedést a későbbi, kisebb hőmérsékletű fagyosasszonyi ércesedéstől – mekkora ércképződésbeli szünet választotta el. A két folyamat egymásra következőségét az anyagi és szerkezeti átrendeződések egész sora bizonyítja, jelentősebb időkülönbség feltételezését azonban nem indokolja semmi. Nem kell tehát feltétlenül a szubvulkáni tömegek két – élesen elütő összetételű, egymástól időben távoleső – benyomulását segítségül hívni az ércesedés két szakaszának magyarázatához, hanem nyugodtan beilleszthetjük a két szakaszt egyetlen szubvulkáni működés hidrotermális folyamatsorába annak két – megfelelő idő- és hőmérsékleteltolódással – egymásra következő tagjaként.

Az eddigi kutatások és vizsgálatok nem szolgáltatottak egyértelmű és biztos adatot a nagybörzsönyi ércesedés genetikai hátterének világos megismeréséhez. A fenti magyarázat is több ponton bizonyításra szorul, valószínűségét csak az növeli, hogy – a korábbi téves vulkanológiai megítéléseknek SZÁDECZKY legújabb vulkáni kőzetképződési rendszere (64, 65, 66) alapján történő kiküszöbölése révén – leegyszerűsítetten és az analógiák széles körére támaszkodva értelmezi az ércképződési folyamatokat.

A rózsabányai és fagyosasszonyi ércesedés eloszlásában, kialakulásában lényeges különbségeket figyelhetünk meg, amit az érchozó oldatok eltérő hőmérséklete, nyomása és összetétele bizonyos mértékig indokol is. Éles a különbség azonban a kétféle ércesedés mellékkőzete és befogadó szerkezete tekintetében is. A nagybörzsönyi ércesedés kifejlődését mindenképpen erősen akadályozta a megfelelő befogadó szerkezet hiánya, ami az ércanyag tömeges koncentrációja helyett annak impregnációs kiválását és kőzetrések mentén történő szétszóródását eredményezte. A szétszóródás a rózsabányai ércesedés esetében volt nagyobb, az támadta meg erősebben a mellékkőzetet is (hidromuszkovitos lebontás) s az ércanyagot a nem kielégítő szabad terű repedéshálózat széles övezetében oszlatta szét.

Az érchozó szubvulkán benyomulása valószínűleg nem nagy időközrel követte a piroxéndezites rétegvulkán kialakulását s az ehhez kapcsolódó

ércesedést nem előzte meg olyan erősségű hegységképző mozgás, mely a vulkáni vagy szubvulkáni összetetben nagyobb ércetestek kialakulására alkalmas befogadó szerkezetet létrehozott volna. A vulkáni és szubvulkáni összetet érintkezése mentén — nagyjából É—D-i csapáson — kialakult teléres, érhálózat, fészkes, impregnációs ércesedés valószínűleg a szubvulkáni tömeg benyomulásával kapcsolatos feszültségek és kihülési repedések fellazítását követte anélkül, hogy összefüggő hasadék- vagy üregrendszerre talált volna. Eres, fészkes impregnáció ott alakult ki, ahol a nagyobb agresszivitású pirrhotinos érchozó oldatok a fellazult kőzetösszlet legkisebb réseibe is befurakodtak (Rózsaakna). A galenites, szfalerites ércesedés csak a terület déli részén újranyúló hasadékokba hatolt be s lencsés, szalagos alakban hagyta hátra a fagyosasszonyi telérek ércét.

#### IV. ÖSSZEFOGLALÁS

A nagybörzsönyi ércelőfordulást az előkészítő földtani vizsgálatok, majd az 1948—1956-ig végzett bányászati és geofizikai kutatás adatai alapján részletesen megismertük. Egyértelműen bizonyító adatok állnak rendelkezésünkre az ércelőfordulás teleptani típusát, genetikai összefüggéseit és hozzávetőleges kiterjedését illetően. A kutatás sok meddő munkával járt, rendszeres geológusszolgálat és menetközbeni kellő mélységű értékelés hiánya folytán. Ez az oka annak, hogy az ércetestek összefüggésének, jellegének, kifejlődésének sok ércteleptani részletkérdése megoldatlan maradt. Akad lehatárolásbeli hiányosság is a megütött szintek között, a kutatóhálózat körén kívül és az altároló talpa alatt. Ennek azonban a kutatás lezárásának indokoltsága tekintetében nincs nagy gyakorlati jelentősége.

Mindent összevéve, a bányászati kutatás elég adatot szolgáltatott arra vonatkozóan, hogy a nagybörzsönyi ércelőfordulásban ne lássunk bányászati tömegtermelés igényeinek megfelelően kifejleszthető ércdúsulást. Eddigi kutatásaink az ércesedés optimális övét bizonyosan feltárták s itt az ércképződés helyi adottságainak megfelelően csupán akkora és olyan minőségű ércfelhalmozódások alakultak ki, melyeken a középkori kézműves — bányászat meg tudott élni, de amelyre nagyipari termelés nem alapozható. A kutatás ily módon gyakorlati szempontból negatív eredménnyel járt, a börzsönyi ércelőfordulás hasznosításának kérdését azonban hosszú időre nyugvópontra juttatta, s az érdekes ércképződemény beható ércteleptani megismerését lehetővé tette.

IRODALOM - REFERENCES CITED

1. BEUDANT, F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. - I-III. + Atlas. Paris 1822.
2. BURRI, C. - NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. - I. 1945. II. 1949. Guggenbühl & Huber, Zürich.
3. CSEPREGHYNE MEZNERICS I.: A szobi és letkési puhatestű fauna. - *Die Molluskenfauna von Szob und Letkés*. - Földt. Int. Évk. **45**, 2. 1956.
4. Egy régi bányászati tárgyú okmány az ó-börzsönyi (Alt-Pilsen-i) rég feledésbe ment arany-ezüst-bányaműről. - Bány. Koh. Lapok. **34**, p. 395. 1901.
5. ERDÉLYI, J.: Über Hydroparagonit, ein neues Glimmermineral, sowie über seine Beziehungen zum Hydromuskovit, Natronillit beziehungsweise Brammalit. - *Acta Geol.* **5**, 2. 1958.
6. ERDÉLYI J. - KOBLENCZ V. - TOLNAY V.: A nagybörzsönyi agyagászvány és az ércesedés néhány újabb kísérőásványa. - *The clay mineral accompanying the Nagybörzsöny ore and some new mineral occurrences at Nagybörzsöny*. - Földt. Közl. **87**, p. 400 (418) 1957.
7. ERDÉLYI, J. - KOBLENCZ, V. - TOLNAY, V.: Einige neue Mineralvorkommen aus der Erzschürfung von Nagybörzsöny (Deutschpilsen). - *Acta Min. Petr. Szeged* **10**, p. 3. 1957.
8. FÉNYES E.: Magyarország geographiai szótára. I. - Pest 1851.
9. GMELIN's Handbuch der anorganischen Chemie. - Tellur. 8. Aufl. Berlin 1940.
10. GÖBEL E.: Előzetes földtani jelentés a nagybörzsönyi érekatatról. 1955. június 30-i állapot szerint. - Kézirat, MÁFI Adattár.
11. GÖBEL E.: A nagybörzsönyi hidrotermális ércesedés. (Előadás a Magy. Földt. Társulatban 1956. április 25-én). - Kézirat, MÁFI Adattár.
12. HALÁSZ A. - FÖLDVÁRI A. - PANTÓ G.: Szakvélemény a nagybörzsönyi ércelőfordulásról. 1951. április 9. - Kézirat, MÁFI Adattár.
13. HERRMANN M.: A nagybörzsönyi érekatatás kőzeteinek mikroszkópi leírása. 1955. - Kézirat, MÁFI Adattár.
14. JUGOVICS, L.: Dazitvorkommen im Börzsöny-Gebirge (Ungarn). - *Min. u. Petr. Mitt.* **43**, p. 156. 1933.
15. KACHELMANN, J.: Das Alter und die Schichsale der ungarischen Bergstädte. - Bd. III. Schemnitz (Selmezbánya) 1867. Bd. IV. Pressburg (Pozsony) 1870.
16. KISS JÓZSEF: A nagybörzsönyi ércbányászat ismertetése. 1920. január. - Kézirat, MÁFI Adattár.
17. KISVARSÁNYI G.: Összefoglaló jelentés az 1953. évi nagybörzsönyi ércföldtani kutatásokról. - Kézirat, MÁFI Adattár.
18. KISVARSÁNYI G. - HERRMANN M.: A nagybörzsönyi érekatatás közzetani vizsgálata. - *Examen pétrographique de la recherche de minerais à Nagybörzsöny*. - Földt. Int. Évi Jel. 1953. I., p. 141. (166) 1955.



19. KOCH, S.: The Hungarian mineral occurrences. — Acta Univ. Szeged. 7. p. 25. 1954.
20. KOCH, S.: Hydrothermal turmaline from Nagybörzsöny. — Acta Min. Petr. Szeged. 10. p. 47. 1957.
21. KOCH, S.: Magyarország ásványai, Nagybörzsöny. 1957. december 14. — Kézirat, MÁFI Adattár.
22. KOCH, S. — GRASSELLY, GY.: The minerals of the sulphide ore-deposit of Nagybörzsöny. — Acta Univ. Szeged. 6. p. 1. 1952.
23. KOMÁROMI I.: Jelentés a Nagybörzsöny környékén 1954. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. — Kézirat, MÁFI Adattár.
24. KUBOVICS I.: Vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. — *Обвалообразная структура вулканических гор.* — Földt. Közl. 92. 3. P. 280 (296) 1962.
25. LÁNG S.: Mátra és Börzsöny természeti földrajza. — Budapest, 1955.
26. LENGYEL E.: A Börzsönyhegység K-i peremének földtani és közettani ismertetése. — *La constitution pétrographique du bord oriental de la Montagne Börzsöny.* — Földt. Int. Évi Jel. 1953. I. p. 267 (274) 1955.
27. LENGYEL E.: A Börzsönyhegység Nógrád-Szokolya környéki területének újrafelvétele. — *Relevé géologique des environs de Nógrád-Szokolya, dans la Montagne Börzsöny.* — Földt. Int. Évi Jel. 1954. p. 105. (126) 1956.
28. LIFFA A.: Jelentés az 1931. évben a Börzsöny hegységben végzett bányageológiai felvételtől. — Kézirat, MÁFI Adattár.
29. LIFFA A.: Jelentés az 1932. évben a Börzsöny hegységben végzett bányageológiai felvételtől. — Kézirat, MÁFI Adattár.
30. LIFFA A. — VIGH GY.: Jelentés az 1930. év nyarán a Börzsöny hegységben végzett földtani felvételi munkákról. — Kézirat, MÁFI Adattár.
31. LIFFA A. — VIGH GY.: Adatok a Börzsöny-hegység bányageológiai viszonyaihoz. — *Beiträge zur Montangeologie des Börzsöny-Gebirges.* — Földt. Int. Évi Jel. az 1929 – 32. évekről. p. 235. (269) 1937.
32. Magyarország műemlék-topográfiája. V. kötet. Pestmegye műemlékei I. — (MTA műemlék-topográfiai munkaközössége.) Budapest, 1958.
33. NOSZKY J.: A Börzsönyhegység ÉK-i lábának földtani viszonyai. — *Die geologischen Verhältnisse des zwischen den Börzsöny – und Cserhát-Gebirgen liegenden Gebietes.* — Földt. Int. Évi Jel. 1936–38. I. p. 503. (521) 1941.
34. NOSZKY J.: A honti szakadék. — *Die Schlucht von Hont im Börzsöny-Gebirge.* — Földt. Közl. 67. p. 172. (174) 1937.
35. PANTÓ G.: Jelentés az 1946. évi nagybörzsönyi bányaföldtani felvételtől. — *Geology of the Nagybörzsöny ore deposit.* — Földt. Int. Évi Jel. az 1945–47. évekről. II. p. 163. (171) 1951.
36. PANTÓ G.: A nagybörzsönyi ércelőfordulás. — *Sulphidic ore occurrence of Nagybörzsöny (N. Hungary).* — Földt. Közl. 79. p. 421. (432) 1949.
37. PANTÓ G.: Feljegyzés a nagybörzsönyi ércutatás továbbfolytatásáról. 1951. január 26. — Kézirat, MÁFI Adattár.
38. PANTÓ G.: A színesérccek előzetes katasztere az 1953. jan. 1-i állapot szerint. — Kézirat, MÁFI Adattár.
39. PANTÓ G.: Értékelő jelentés a színesérckutató helyzetéről. 1954. június 20. — Kézirat, MÁFI Adattár.
40. PANTÓ G.: Javaslat a nagybörzsönyi elektromos anomáliák megkutatására. 1955. április 6. — Kézirat, MÁFI Adattár.
41. PANTÓ, G.: Wege und Umwege der Erforschung eines erzführenden Vulkangebietes. — *Freiberger Forschungshefte.* 79. p. 148. 1960.
42. PANTÓ GY.: Perőcsény környékének kőzetföldtani vizsgálata. — *Petro-geological study of the Perőcsény area (Börzsöny Mountains).* — Földt. Közl. 90. p. 103. (113) 1960.
43. PAPP F.: A Börzsönyi-hegység andezit és dácit kontaktusai. — *Über die Andesit- und Dacit-Kontakte im Börzsöny-Gebirge (Ungarn).* — Földt. Közl. 62. p. 122. 1932.
44. PAPP, F.: Über die Dazite vom Börzsöny Gebirge (Ungarn). — *Centralblatt f. Min. Geol. Pal.* 1932. Abt. A. p. 264.

45. PAPP F.: Érevizsgálatok hazai előfordulásokon. – *Erzmikroskopische Untersuchungen aus Ungarn.* – Földt. Közl. **63.** p. 8. (11) 1933.
46. PAPP F.: Márianosztra és Nagyirtáspuszta környékének kőzet- és földtani felépítéséről. – *Über den petrographischen und geologischen Bau der Umgebung von Márianosztra.* – Földt. Közl. **63.** p. 62. 1933.
47. PAPP F.: Kőzet-földtani megfigyelések Kisirtás és Bányapuszta környékéről. – *Petrographisch-geologische Beobachtungen in der Umgebung von Kisirtás und Bányapuszta.* – Földt. Közl. **63.** p. 201. 1933.
48. PAPP F.: Hidrogeológiai megfigyelések a Börzsönyi-hegységben. – *Hydrogeologische Beobachtungen im Börzsöny-Gebirge.* – Hidr. Közl. **9.** p. 83. (209) 1933.
49. PAPP F.: Néhány hazai érc mikroszkópi vizsgálata. – *Neuere Angaben über ungarische Erze.* – Földt. Közl. **62.** p. 57. 1933.
50. PAPP F.: A Börzsönyi hegység középső részének eruptív kőzeteiről. – *Über die eruptiven Gesteine im Zentralgebiet des Börzsöny-Gebirges.* – Földt. Közl. **64.** p. 31. (32) 1934.
51. PÉCH A.: Alsó-Magyarország bányamívelésének története, I–II. – Budapest 1887.
52. RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – Berlin, Akad. Verl. 1950.
53. REICH L.: A Börzsönyhegység nyugati peremének mediterrán képződményei. Jelentés az 1948. évi felvételekről. – Kézirat, MÁFI Adattár.
54. REICH L.: A Börzsöny-hegység nyugati peremének mediterrán képződményei. – *Les formations méditerranéennes de la bordure occidentale de la Montagne Börzsöny.* – Földt. Int. Évi Jel. az 1948. évről. p. 31. (36) 1952.
55. SCHLEICHER A.: Adatok a Börzsönyhegység ércbányászatának történetéhez. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **9.** p. 415. 1953.
56. SCHMIDT E. R. – POLNER J.: Feljegyzés a nagybörzsönyi érc kutatás tárgyában. 1948. december 20. – Kézirat, MÁFI Adattár.
57. STACHE, G.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Waitzen in Ungarn. – Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **16.** p. 277. 1866.
58. SZABÓ J.: Földtani kirándulás Eszterházy Pál ipolypásztói és véglesi uradalmaiban. 1852. aug. 23. – szept. 16. – Magyarhoni Földt. Társ. Munkálatai, **2.** p. 1. 1863.
59. SZABÓ J.: Selmecz környékének geológiai leírása. – M. Tud. Akad. 1887–90.
60. SZABÓ J.: Typuskeveredések a dunai trachytesoportban. – Földt. Közl. **24.** p. 169. 1894.
61. SZABÓ J.: Geológiai adatok a dunai trachytesoport balparti részére vonatkozólag. Hátrahagyott jegyzeteiből összeállította Schafarzik Ferenc. – Földt. Közl. **25.** p. 303. 1895.
62. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Ércképződés és lepusztulási mélység. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **20.** 3–4. p. 253. 1957.
63. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A magmás kőzetek és érc képződési mélységének meghatározásáról. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **20.** 3–4. p. 235. 1957.
64. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. – Acta Geol. **5.** 2. 1958.
65. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Probleme der karpatischen Vulkangebirge im Lichte der neuen Systematik der Magmatiten. – Előadás a Kárpát-Balkáni Földtani Egyesülés Kijevi ülésén, 1958.
66. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. – *Neue Untersuchungen in der tertiären Vulkanzone der Karpathen.* – Földt. Közl. **88.** p. 171. (200) 1958.
67. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. **23.** 3–4 p. 385. 1959.
68. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Über Migrationerscheinungen magmatischer und metamorpher Gesteinsbildungsprozesse. – Freiburger Forschungshefte C **58.** p. 66. 1959.
69. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A genetical system of igneous rocks. – Reports Internat. Geol. Congr. XXI. Session 1960. 13. pp. 260–274.
70. SZALAY M.: Jelentés az 1954. évben Nagybörzsönyben végzett természetes potenciál méréséről. – Kézirat, MÁFI Adattár.

71. SZENTPÉTERY, Zs.: Petrogenetische Beobachtungen an den Andesiten des Börzsönyer Gebirges. – Acta Litt. Ac. Sc. Sectio Scientiarum Nat. 2. p. 117. Szeged, 1926.
72. SZTRÓKAY, K.: Über den Wehrlit (Pilsenit). – Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung. 39. p. 75. 1946.
73. TATÁR J.: Összefoglaló jelentés a Nagybörzsönyben végzett radioaktív sugárzásmérésekről. 1955. augusztus 10. – Kézirat, MÁFI Adattár.
74. TILES J.: Bercsényi Miklós és a selmeci ércbányászat. – Bány. Koh. Lapok. 70. p. 228. 1937.
75. TOKODY L.: Kitaibel Pál ásványainak és kőzeteinek jegyzéke. (Függelék) in JÁVORKA S.: Kitaibel Pál. – Akad. Kiadó 1957. Budapest.
76. TÖRÖK Z.: A Kelemen-havasokban, valamint a Görgény-Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. – Kolozsvári Bolyai Tud. Egyetem Emlékkönyve 1945–55. p. 161. 1956.
77. TÖRÖK Z.: Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. – Studii și cercetări de Geologie–Geografia Acad. R. P. Romîne, Filiala Cluj. 7. p. 71. 1956.
78. TÖRÖK Z.: A Kelemen-havasok geológiai kutatásának módszertana. – Kézirat, MÁFI Adattár, 1957.
79. UYTENBOGAARDT, W.: Tables for micro copic identification of ore minerals. – Princeton, 1951.
80. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. II. kiadás. – Budapest, 1960.
81. VASTAGH G.: Történeti adatok Nagybörzsönyről. Adatközlés, 1948. okt. 16. és 1959. febr. 27. – Kézirat, MÁFI Adattár.
82. VASTAGH G.: A szokolahutai vaskohó története. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 25. p. 145. 1960.
83. WENZEL G.: Magyarország bányászatának kritikai története. – Budapest, 1880.
84. VITÁLIS I.: Szakvélemény a Hont-vármegyei Nagybörzsöny község hasznosítható ásványi előfordulásairól. 1922. szept. 19. – Kézirat, MÁFI Adattár.
85. ZELENKA T.: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. – Petrographische und geologische Untersuchungen im SW des Dunazug-Gebirges. – Földt. Közl. 90. p. 83. (102) 1960.
86. ZENOVICZ E.: Jelentés szulfidosérc-előfordulásokról Nagybörzsöny környékén. 1918. ápr. 28. – Kézirat, MÁFI Adattár.

# **The Nagybörzsöny ore deposits**

by

**G. PANTÓ — L. MIKÓ**



## I. GEOLOGY OF THE BÖRZSÖNY MOUNTAINS

Börzsöny may be called a volcanic, or more specifically, an andesite mountain. As such, it is a member of the volcanic arch bordering the Great Hungarian Plain. Its characteristics differ sharply from the neighbouring mountains lending a peculiar features to it. Southern Börzsöny is characterized by monogene central extrusions thus it is similar to the Dunazug mountains in many respects. Northern Börzsöny has a rather stratovolcanic character and its features are closely related to the Selmec-Körmöc (Štiavnica—Kremnica, Czechoslovakia) Metalliferous Range. The two different aspects of the mountain have their roots in deep-structural conditions.

The mountain's geological description is treated according to following headings:

1. Pre-Tertiary basement
2. The immediate foot wall of volcanics
3. Volcanic formations
4. Late Tertiary formations of the edge
5. Quaternary blanket
6. Structural features

### 1. PRE-TERTIARY BASEMENT

We have no immediate information about the pre-Tertiary formations of the area covered by the Börzsöny volcanics. In the following, conclusions drawn from the foreign inclusions of volcanic rocks are integrated in accord with the comprehensive deep-structural picture established by VADÁSZ, SCHMIDT, HORUSITZKY on the basis of superficial and sub-surface geological data of the surrounding area.

Doubtless, crystalline schists and granite play an essential rôle in Börzsöny's basement. Considering the characters of mica schist, gneiss and granite inclusions of volcanic rocks, the facies of the crystalline substratum may

be regarded similar to that of the Vepor crystallines. The crystalline formations may have had their outcrops north of Börzsöny and perhaps even on the northeastern part of the Börzsöny area until the Late Tertiary (80).

The area of southern Börzsöny may have been covered by Upper Triassic formations of Southern Alpine facies exposed until the Tertiary. We have not been able to estimate their approximate thickness and extent, but on the basis of their adjacent superficial masses (Pilis, Naszály) and from the data of drilling P. 3. at Pilismarót their thickness may reach several hundred metres.

The northern limit of the extension of Upper Triassic formations may be marked approximately by a line passing through Kisinóc in a W—E or perhaps WSW—ESE direction. This line, which separates the mountain's northern and southern parts contrasting even in volcanological characters, exhibits the structural contact of two units of the basement of different construction. Although we may take into account the possibility that the thickness of the Triassic blanket covering partly the crystalline substratum decreases northwards, the border line is by no means a palaeogeographic one.

## 2. THE IMMEDIATE FOOT WALL OF VOLCANICS

The geological data of the mountain's edge bear unequivocal proof that volcanic activity yielding the bulk of Börzsöny set in at the end of the Helvetian and that volcanic material has piled up above mid-Miocene shallow water sediments of variable facies. No geological evidence is available in the mountain's foreland, concerning Early Tertiary volcanic activity. If the volcanic formations of „older” appearance in the central part of the mountain, cut from all sedimentary contacts, were of Early Tertiary origin, the traces of the corresponding ash showers could be preserved only by Lattorfian and Rupelian sediments, which are not exposed in the foreland and have not been reached by drillings either.

The extension of Oligocene formations reaching from the east beneath the Börzsöny volcanics could not be traced towards the W in lack of exposures. The appearance of Chattian sediments, similar in composition and facies to those of Diósjenő (on the eastern edge), in the immediate foot wall of volcanics in the surroundings of Szob (at the southern end), indicate the presence of a considerable Oligocene sheet underlying the Börzsöny mountains. It is not cleared as yet how its composition and thickness affected the development of volcanism.

## 3. VOLCANIC FORMATIONS

According to surveying data so far available, the masses of the volcanic agglomerate play a much more significant rôle in the composition of the mountain than massive igneous rocks do. In the southern part of the mountain, the pyroclastic blanket is probably coherent and interrupted only by isolated cones or crowned by sporadic lava flows, respectively. Northern Börzsöny has a much more uniform volcanologic edifice. Its agglomerate masses do not change their characters over fairly large areas and alternate often regularly

with lava flows or pseudo-agglomerate shelves, respectively. Laccoliths and dykes frequently occur in the center of the mountain.

As to composition, the dominant rock-types of the mountain are to be classed as andesites along with considerable masses of dacite. The facies of the volcanic rocks offers a large variety and the abundance of types, even „mixture of types” has attracted already the attention of J. SZABÓ (60). The general characteristic of Börzsöny's volcanism is its periodicity and the circumstance, too, that the outflows that had followed one another in longer or shorter periods have yielded such manifold types due to differentiation and assimilation that it is hardly possible to arrange them into a uniform line of descent. The material is not homogeneous even within the single effusions, the rate of mafic minerals varies often within a geologically uniform rock mass step by step, and types with constant mafic constituents are relatively rare.

Concerning the time limit and sequence of volcanic events, no uniform and generally adapted scheme has been formed as yet.

Applying the findings of most recent petrological research and the development of ideas on igneous petrogenesis (SZÁDECZKY-KARDOSS) (64, 69) to the mountain, it would seem reasonable to divide volcanic activity into respective four facies and partly overlapping phases as follows.

#### a) *Initial activity*

Concerning composition, facies and setting of the initial outbursts most information is available on the eastern edge of the mountain. According to LENGYEL's observations (26, 27) the initial product of *Upper Helvetian volcanism* is *biotite-amphibole andesite* and *dacite*, accompanied by *garnet-bearing modifications*. For lack of accurate knowledge of the setting of volcanic (sub-volcanic) bodies inside the mountain, we have no reliable proof whether certain formations belong to the initial activity or not. On the basis of petrographical analogy, *garnet-bearing amphibole chloro-andesite*, occurring at the vicinity of mineralization (crossed by the adit), is placed here as well.

*Garnet-bearing amphibole chloro-andesite*. This is the most interesting formation related to the Nagy Börzsöny ore deposit raising a number of problems connected with the evolution of volcanism. The compact types exposed by the adit are well described by M. HERRMANN on the basis of her thorough microscopic examination (18): „... Compact rock of reddish, sometimes greenish tint, with feldspar (5×4 mm), amphibole (5×3 mm) and garnet grains (4×4 mm) visible to the naked eye. Its essential minerals are plagioclase, lamprobolite and almandine garnet. The plagioclases are of acid-andesine to andesine composition. They are generally fresh and unaltered. The lamprobolite crystals are more or less altered. The rock contains much almandine and hematite scales.”

Concerning the development of the matrix, two sorts can be distinguished macroscopically. The variety of pylotaxitic matrix is deeper red in colour, the amphibole phenocrysts are larger, and generally more oxidized. The hyalopylitic variety is greyish, sometimes with a greenish tint on account of chloritization, its phenocrysts are smaller. Propylitization is generally more advanced in the vicinity of faults and partings.



b) *Main paroxysm*

To the initial eruptions, which have yielded intensively contaminated (acid or Ca-rich) igneous material, succeeded the main paroxysm of Börzsöny volcanism, which is characterized by andesites of less contaminated composition. This phase of most ample manifestations and copious material-yielding, may be put to the beginning (middle) of the *Tortonian*. Its characteristic product is *pyroxenic amphibole andesite*. The sharp difference between the mountain's southern and northern parts lies mainly in the manner of outbursts and piling-up of the products of this phase. Most important rôle in this phase is played by *real pyroclastics*, furnished by powerful explosive activity as compared with subordinate effusions (intrusions). Contrasting scattered monogene volcanic cones of southern Börzsöny, in the northern part of the mountain a large strato-volcanic complex prevails. In the larger vicinity of the Nagy-börzsöny ore deposits pseudo-agglomerates, hardly distinguishable from true ones, occupy large areas.

*α) Pyroxenic amphibole andesite agglomerate.* This formation is the most widely distributed and constitutes the bulk of the volcanic complex of main paroxysm, adjoining the ore deposits. As an agglomerate it has never been subjected to such a thorough examination as effusive rocks. Its natural exposures (Magyarhegy, Nagyhideghegy) are much better and more frequent than those of the supposedly agglomeratic „matrix” in the caldera area, but far from sufficient for forming a picture of its relative homogeneity, or horizontal and vertical variability.

In most parts of this area we find loose, non-stratified, mixed volcanic scoria in which there appear, in addition to pyroxenic amphibole andesite, other sorts of andesite including types entirely unknown on the surface in the surroundings.

*β) Pyroxenic amphibole andesite.* This is the dominant rock type in the volcanic complex of the main paroxysm with more or less uniform facies. Its masses of various size reflect an origin of mainly superficial lava flows.

M. HERRMANN's description gives an exact picture of this rock: „Grey, compact, fresh rock. Contains much white feldspar (max.  $4 \times 2$  mm) and lamprobolite (max.  $3 \times 2$  mm). Texture, size and rate of essential minerals vary. The essential minerals are plagioclase, amphibole, hypersthene, monoclinic pyroxene (dispidic augite) with much magnetite. Its plagioclases are fresh, their An-content ranges from 26 to 37 per cent. Among phenocryst amphibole prevail over pyroxene, but in the matrix pyroxene microlites are more abundant. The amphiboles are generally altered (max.  $1,5 \times 0,5$  mm), and hornblende may be discerned sporadically. Hypersthene are small, the maximum grain-size is 0,2 mm, and according to their pleochroism their composition tends toward enstatite. Diopsidic augite is fresh, its pleochroism is very slightly greenish (max.  $1 \times 0,5$  mm)” (Figs 4 and 5).

This rock type does not have a immediate connection with ore bodies. Its main spread is, according to our present knowledge, limited to the upper stages of the strato-volcanic complex.

c) *Subsidence activity*

The phase following the main paroxysm differs from the former both in products and mechanism. The production of pyroclastic rock ceases almost completely and is replaced by subvolcanic hypomagmatic activity, yielding *amphibolic pyroxene hydro-andesite*, *biotitic amphibole chloro-andesite* and *biotite amphibole chloro-dacite*. Although the bulk of the formations has invaded the pyroxenic amphibole andesite stratovolcanic complex presumably in intrusive manner, their appearance however within a distinct patch of a  $6 \times 2$  km elongated in NNE–SSW direction suggests the dominance of volcanotectonic control (Inset plate I). The central subsidence which followed the great paroxysm, may serve as an adequate explanation (in I. KUBOVICS's interpretation, 24) for the appearance of subvolcanic masses with „greenstone” facies over an extended „caldera” area, and for the origin of the mineralization connected with them.

$\alpha$ ) *Biotite-amphibole chloro-andesite*. As a general characteristic, the presence of completely or partially chloritized grains of biotite and amphibole, respectively may be pointed out. On the basis of the examination of the material available it has been found that the texture as well as the dimensions and number of phenocrysts vary on a large scale. From the nearly holocrystalline types, where phenocrysts of several mm size are closely packed, up to those with tiny and sporadic phenocrysts all transitions may be found. The pattern of the phenocrysts is mostly irregular. The highly altered plagioclases still show signs of zoning and twinning. They are of oligoclase-andesine composition.

The ground-mass is strongly altered, turbid, with densely sprinkled pyrites.

$\beta$ ) *Biotite-amphibole andesite*. The dykes of biotite-amphibole andesite appear along the median N–S line of the Nagyörzsöny ore occurrence. Its texture is holocrystalline porphyric with large phenocrysts. According to observations made so far, alone in the biotite-amphibole andesites can be three orders of magnitude of essential minerals, especially feldspars (large phenocrysts, smaller ones, microlites) distinguished. Thus three separate stages of crystallization seem to be characteristic of its intrusion mechanism (Fig 6).

$\gamma$ ) *Biotite-amphibole chloro-dacite*. This is the most characteristic rock in the vicinity of the ore occurrence. Its facies is uniform in huge, laccolith-like masses. The description is quoted from M. HERRMANN (18): „Observed with the naked eye, it is a grey, compact rock of a greenish tint, with large feldspars (max.  $7 \times 6$  mm) and columnar amphiboles (max.  $5 \times 1$  mm); the texture is holocrystalline, porphyric; the average grain-size in the ground-mass is  $0,02 \times 0,02$  mm. The essential minerals are feldspar, quartz, amphibole, biotite. The feldspars are seldom sanidines, and generally *plagioclases* of oligoclase-andesine–andesine composition. Quartz occurs mostly in the ground-mass, sometimes it is to be found in porphyric grains (max. 0,8 mm). *Hornblende* is mostly altered and/or completely decomposed; magnetite, calcite, secondary quartz often occur in its core. *Biotite* is less altered and its original pleochroism may often be observed (max.  $0,7 \times 0,8$  mm). Decomposition

product is mostly a *delessite-like chlorite*. In some cases it contains garnet. *Apatite, zircon and magnetite inclusions* may be found in the phenocrysts."

Considerable part of the dacite masses has undergone profound alteration and decomposition. Part of these may be considered as a concomitant phenomenon of petrogenesis, part as the result of a subsequent, hydrothermal action (Fig. 8). An accurate and consistent separation of these phenomena could not be afforded. These two overlapping effects (resulting in propylitization, kaolinization, silification) are more clearly separated outside the centre of mineralization, but for lack of exposures, no intensive examination was made possible here.

In mining prospects, **KISVARSÁNYI** has examined mainly hydrothermal rock-alterations (18), which accompany mineralization, and has established 5 stages by petrographic – mineralogic criteria. By growing distance from the ore-bearing fissures decreasing intensity of alteration has been found everywhere.

δ) *Amphibolic pyroxene andesite*. This is the dominant rock-type of the volcanic complex within the caldera and on its margin, and is especially characteristic as wall-rock of the ore deposit. This kind of rock, penetrating the volcanic edifice of greenstone facies, appears as one of the precursory rocks of mineralization. It is the basic type of more or less elongated andesite dykes. In the immediate vicinity of mineralization within the rock mass at Rózsahegy, we got acquainted with several sub-types (varieties) of this kind. We have no artificial exposure of similar extent in any of the other amphibolic pyroxene andesitic masses. For the time being it is not possible to decide whether there exists a „mixing of types” – which has attracted already **J. SZABÓ**'s attention (60) – in the others, too, or whether it is a peculiarity of Rózsahegy where causes of this great variability have influenced favourably mineralization, too.

Let us first present the basic type, generally characteristic of the metallized area, according to **M. HERRMANN**'s meticulous description (18): „Dark-grey, compact, fresh rock; the quantity of mafic minerals visible to the naked eye is larger than that of feldspars. The pyroclastic ground-mass contains much feldspar and magnetite. The essential minerals are plagioclase, pyroxene (mainly hypersthene, but augite is also common), little lamprobolite. An-content of the *plagioclases* (2×1 mm max.) is from 35 to 40 per cent. Quantity and grain-size (1×0,25 mm) of the *pyroxenes* are larger than that of the slightly altered amphiboles. The monoclinic pyroxenes are colourless, the orthorhombic rather enstatitic with a hardly discernible pleochroism. *Lamprobolite* contains many hematite inclusions. The mafic minerals are generally altered; on the hypersthene there appears serpentinization, on the lamprobolites formation of iron ore frames.”

On the basis of a careful examination of wall-rocks exposed in mine openings, **L. MIKÓ** has established a series of varieties, characterized by different ratios of mafic minerals, which separate more or less sharply in space inside the geologically uniform amphibolic pyroxene andesite mass.

These rock varieties are the following:

- $\delta_1$ ) Amphibolic-augitic hypersthene andesite
- $\delta_2$ ) Amphibolic-hypersthene augite andesite
- $\delta_3$ ) Biotitic-amphibolic augite andesite

#### d) *Final activity*

The latest manifestations of the Börzsöny volcanism are *dykes* and *bosses* penetrating both into the stratovolcanic complex of the main paroxysm and the „propylitic” subvolcanic masses of the subsidence phase. The material of the dykes is less contaminated than the products of the earlier phases, they are generally orthoandesites, in the southern part *amphibolic pyroxene andesites* (Nagyhideghegy), in the northern part *hornblende (biotitic) andesite* (Csarna terminus, Vörösmáron) (GY. PANTÓ, 42) are generally found. This phase has not yielded considerable quantities of pyroclastic material and its hydrothermal activity is not important either.

$\alpha$ ) *Amphibolic augite andesite*. In the SE part of the Rózsahegy prospects, a 60-metre top hole, starting from the southern cross-cut of the adit, has been made, and from its top an exploring drift was driven; on its 30-metre section there appears fresh, unaltered, hypersthene-free pyroxene andesite. This augite andesite seems to be a distinct facies and is contrasting with its environment mainly for its freshness. The opinion seems justified that the intrusion of hypersthene-free andesite succeeded the formation of the other pyroxene andesites and their autometamorphoses.

The description of this rock is given after M. HERRMANN as follows: „To the naked eye it is a fresh, dark-grey rock, of compact texture, containing feldspars and lamprobolite spicules. The texture is holocrystalline porphyric, with many magnetite grains. Essential minerals are plagioclase-feldspar, diopside augite and amphibole. The anorthite content of the *feldspars* varies from 40 to 46 per cent (andesine) and is sporadically calcitized. *Diopside augite* is considerably altered mainly calcitized (0,6×0,4 mm max.). Its amphibole is completely decomposed and it is only the pennine filling and the shape that refer to the original mineral (1×0,3 mm max.)” (Fig. 11).

$\beta$ ) *Altered amphibolic biotite andesite* appears in considerable masses in the northern part of the area at the Csarna terminus. Its facies differing from the „greenstone” sorts, its position at the caldera rim and the grading to the amphibole-andesites of the area adjoining northwards seem to warrant the conclusion that it is a product of the final activity phase.

The description by M. HERRMANN is as follows: „A grey rock of violet tint, with feldspars whose alteration is discernible to the naked eye, and with reddishbrown altered amphiboles. The ground-mass is dark, contains almost no glass, is holocrystalline porphyric. The anorthite content of the *plagioclases* averages 25 per cent. The feldspars are generally fresh, though calcitized on many spots. The quantity of mafic minerals exceed that of light ones. The dominant mineral is lamprobolite, its grain-size may reach several

millimetres. Some flakes of *biotite* may subordinately be seen in the thin sections. Contains much secondary magnetite."

γ) *Hornblende andesite*. Unique in the area is a fresh amphibole-andesite dyke following the boundary of the subvolcanic and volcanic complexes. According to the examinations made by GY. PANTÓ, its dykes of considerably larger scale (42) appear in the northern part of the mountain, around Perőcsény. The texture is wholly different from all the other rocks discussed so far and this circumstance justifies the assumption on its late intrusion, quite independent from pyroxene andesite flows. The dyke character and the appearance on the border of the two volcanic complexes have been proved by the exposure of the adit.

M. HERRMANN's description is this: „Entirely fresh rock, of unaltered appearance, compact, dark grey, in a somewhat weathered state, of light green colour. Characteristic is the great number of *black amphibole columns*, which may reach the length of 1 cm and have a subparallel arrangement. The texture is *pylotaxitic*. The essential minerals are *plagioclase* and *hornblende*. *Magnetite* appears in large quantities, and secondary *calcite* is sporadically also found. The *plagioclase phenocrysts* are lath-shaped, or tabular in some instances (1 × 0,5 mm max.). The *anorthite* content varies from 30 to 55 per cent (*oligoclase* – *andesine* – *basic andesine*). The *feldspar* of the ground-mass is identical with the *porphyric* ones, but always unaltered. The *hornblende* is entirely fresh, too. Its inclusions are *magnetite*, and seldom small *feldspar laths*” (Fig. 12).

#### 4. LATE TERTIARY FORMATIONS OF THE MOUNTAIN'S EDGE

The Tortonian sediments of the eastern and western edge, which have been examined by J. NOSZKY Sr. (33) and L. REICH (54), accurately reflect the phases of the cessation of volcanic activity and the gradual advance of the sea. The Tortonian sedimentation at Börzsöny's western edge was not interrupted even in the period of the most intense volcanic activity. Coral shelves embedded in agglomerate masses evidence the fact that the sea tried to conquer the fresh volcanic pyroclastic slope even in intervals between explosive activities.

The closure of the main eruption cycle in the upper part of the Tortonian is immediately followed by lithothamnian limestone-formation both on the eastern and western edges.

The Leithakalk edge has preserved the traces also of the circumstance that Börzsöny volcanism had not entirely ceased after the closure of the main cycle. Among the top members of the Upper-Tortonian there are andesite-tuff intercalations, indication of late volcanic explosions before complete extinction.

#### 5. QUATERNARY BLANKET

The volcanic formations of the mountain are covered by a loam („nyirok”) cover of considerable thickness. Apart from the gentle slopes and the valley alluvia, its material consists mainly of the weathered formations of the local volcanic rocks. The colour is mostly vivid reddish, sometimes violet-brown,

characteristic of the ground-mass of andesites or agglomerates in outcrops. The loam cover does not hide in most cases the morphological characteristics of geologic boundaries (mainly andesite and agglomerate). Steep falls (such as Nagypogányhegy) are covered by moving, almost soilless talus.

A loess layer of considerable thickness has settled on the outer slope of the mountain.

#### 6. STRUCTURAL CHARACTERISTICS

The mountain's most important structural element is certainly the contact between the Triassic formations and the Crystalline in the basement, *i. e.* the line passing through Kisinóc in a more or less E–W direction. This may have had its importance in the preparation of the volcanic conduits but, according to our knowledge so far, it does not serve as the plane of later displacement in the volcanic formation several hundred metres thick.

NNE–SSW seems to be an important structural direction. This is manifested in the boundary of the subsidence structure, in the strike of the Nagybörzsöny mineralization and, according to LENGYEL, also in the strike of the biotite amphibole andesite range of Kámor–Kőember–Magoshegy at Diósjenő (26). The transverse NW–SE fissures are indicated by later pyroxene-andesite dykes.

## II. PETROCHEMICAL AND PETROLOGICAL CONSIDERATIONS

The collection of petrochemical data has not been limited to the immediate vicinity of the ore occurrence, but covered the entire area of Börzsöny mountain, partly for the preservation of data, partly for securing a wide basis in metallogenetical considerations. The data of 62 complete rock analyses have been summed up in Chart 1.

Authenticity has been secured in arranging analytical data from the whole mountain area and therefore we have taken all analyses, whenever possible, from the original documents of analyses. For the evaluation of the analyses, we have relied on the Niggli bases and norms only (Chart 2), but – irrespective of earlier publications – all of them have been uniformly recalculated on the basis of the original analyses.

Considering our collected petrochemical data, the Börzsöny volcanism may be regarded as a characteristic andesitic activity, the products of which show relatively little variation in composition – ranging from the peléitic to the farsunditic magmatype. Its main characters coincide with the leucopeléitic magma-type. The dominant trend of differentiation has developed evenly in the acidity field of main types – not taking into account fluctuations attributable to subsequent alterations – and has shown a uniform trend notwithstanding essential divergences in mineral composition.

The genetical importance of differences in mineral composition – or of those manifested only in the rate of mafic minerals – which has been stressed in the petrographical description, strongly diminishes in the light of petrochemical data. They controlled petrographical facies only, which underwent changes both in space and time during one single eruptive phase. On the basis of our

petrological knowledge, however, we are unfortunately not able to point out any primary factor, which would throw more light on lines of descent of rock varieties than conventional explanations of minute mineralogical differences do; thus we take the „consanguinity” of all analysed rocks for granted, and expect the more reliable reconstruction of their specific differentiation links and interactions from further research work which has been initiated on new foundation.

### III. GEOLOGICAL FEATURES OF THE NAGYBÖRZSÖNY ORE OCCURRENCE

Under the denomination „Nagybörzsöny ore occurrence” is dealt with all mineralizations and scattered indications which have become known so far in the central part of Börzsöny, SW of the Nagyinóc—Nagyhideghegy—Csóványos ridge over an area of about 7 sq km, regardless of the circumstance whether there was carried on prospecting between 1948 and 1956 or not. The mineralization area is of an extremely variable petrological character, and appears to be connected with various types of country rock, ore bodies and ore traces of different genetic type and facies. On the basis of their characteristics revealed so far, these should be discussed and described rather separately since much generalization may result in erroneous conclusions.

#### 1. Common characteristics of the metallizations

It is hardly possible to give a general characterization of the Nagybörzsöny ore occurrence. In the course of successive phases, parts of this area have undergone mineralizations widely differing in temperature, metal content and distribution. These processes substituting one another, coalescing in highly variable manner produced ore bodies of rather unbalanced features.

Concerning the explanation of the problem what interplay of factors might have substantiate the only known sulphidic ore concentration of the mountain, and why no traces of sulphide enrichment can be found in other parts of the mountain at all, we have to resort mainly to guessing. It is not accidental that the ore bodies appear within the confines of the subsidence volcanic activity and are totally lacking over the widespreading pyroxene-andesitic strato-volcanic complexes. Similar conditions are to be met with in other volcanic regions [Selmec-Körmöc Erzgebirge (Slovakia) and Mátra mountain] too. The connection between the volcanic rock-material production and mineralization reveals analogies with the regions mentioned also by the synchronism of mineralization with processes of the subsidence volcanic activity, succeeding the formation of the stratovolcanic environment, and by that the younger phases have caused only partial rearrangement and alteration of ore bodies.

#### A) THE MINERALIZATION OF RÓZSABÁNYA

The high-temperature mineralization of stockwork, bunchy, disseminated character impregnating biotite amphibole dacite and amphibolic hypersthene andesite on the north-western slope of Rózsabánya, has been exposed in the Alsó

Rózsa-gallery, Felső Rózsa-gallery, in the 35, 70, 96 and 112 m levels of the Rózsa-shaft, in the section between 1410 and 1589 m of the adit and in its northern cross-cut (Inset pl. II and III).

The high-temperature mineralization of disseminated character has been accompanied by silicification in exceptional cases only (Felső Rózsa-gallery) so we do not know its natural outcrop. The natural outcrop ought to have been limited to the immediate vicinity of Felső Rózsa-gallery. The rather poor ores exposed here are siliceous arsenopyritic, and were exploited in the Middle Ages from a gallery at a higher level directed just to the outcrop, and later from the Felső Rózsa-gallery serving its undercutting; it is by no means characteristic of the mineralization at Rózsabánya as a whole and is mentioned here only as an extreme near-surface facies. The actual mineralization of Rózsabánya, with its primordial mostly pyrrhotitic material having generally stockwork or bunchy, disseminated character has become known only later, through the later undercutting of poor ore traces of Felső Rózsa-gallery and by cuts of the Alsó Rózsa-gallery. This occurrence, which contains occasionally, surprisingly rich ore bunches, could not support a permanent, systematic mining even in the 18<sup>th</sup> century. No extensive exploitation has therefore been developed. The only proof of systematic stoping is a funnel-shaped cave reaching the surface, situated east of the 70–75 m section of Alsó Rózsa-gallery.

The Rózsa-shaft is regarded as the centre of mineralization, i.e. the most mineralized core that has been reached by mining exposures. Considering, however, the irregular distribution of this disseminated, stockwork mineralization, the possibility cannot be excluded that there might exist a nearby mineralization smaller or larger, poorer or richer, similar to that exposed by the system of drifts of the Rózsa-shaft, in a place which has not yet been reached by prospecting.

It is not possible to recognize the determining rôle of any geological factor from the appearance and distribution of mineralization at Rózsabánya. A significant ground preparation or structural control cannot be revealed, since the main characteristic of this mineralization is the very absence of any suitable receptor structure. This circumstance has caused the ore of Rózsabánya to spread irregularly, according to our knowledge so far, over an area of 0,6 sq km, ranging vertically to about 180–200 m, along very thin fissures and parting planes. The more important enrichments have developed irregularly, mainly as a consequence of the interplay of unknown factors, and in conditions not at all favourable for the formation of large ore bodies. It cannot be said either that 100 metres farther on the geological conditions to be explored should be considerably less favourable in any respect.

In its present form, the Rózsabánya mineralization exhibits the many-fold alteration and re-arrangement of the oldest pyrrhotitic, high-temperature mineralization; so we may infer that pyroxene-andesite, intruded in the immediate proximity, or perhaps in the place, of the original ore body might have played a decisive rôle in the re-adjustments and material-exchanges which the ore material underwent since its first deposition.



a) *Depositional features of the metallization*

The most important ore enrichment of Rózsabánya has emerged on the Alsó Rózsa-gallery around the pit communicating with Felső Rózsa-gallery. The ore veins and stringers of the stockwork form expanding bunches at their intersections. It shall be dealt with as impregnation mineralization since the run of the veins and streaks is so irregular that it cannot be called a network of stringers. The finer distribution of the ore is similar to that in the ore bodies at Reesk, which have been recognized as „impregnation stocks” in home literature, but the distribution of ore material within a larger volume is here so much irregular that stock-contours similar to those at Reesk could not be established.

The zone of impregnation, following the dominant strike of the entire Nagy-börzsöny mineralization, is elongated in the N—S direction. Its width is 30, length 80 m. It is more difficult to give the accurate height. The ore impregnation decreases considerably at 7 to 8 metres below the Alsó-Rózsa-gallery as shown by the section of Rózsa-shaft lowered from this level.

The most characteristic development of the *Alsó Rózsa-gallery* mineralization may be observed in the immediate proximity of Rózsa-shaft on the walls of the pit bank. It was the level of Alsó Rózsa-gallery that showed the richest ore impregnation and the most variegated forms of ore fillings and mineral assemblages. The characteristics of ore distribution are shown in PANTÓ's illustration (47, p. 427). The ore appears in the form of irregular stringers or incrustations in the interspaces and fissures of the rock and expands into bunches at the spots of greater permeability. The sketch of the western wall of the pit bank is a good illustration of the influence of the original structure of country rock on ore distribution. The southern wall of the pit bank consists of agglomerate-like (shear zone or pseudo-agglomerate) rock. Here the ore appears in the form of incrustation at the seam of less decomposed cores and rock fragments, respectively, exhibiting differential permeability of the rock masses. On the northern wall of the pit bank the country rock is a compact dacite. Here the permeability is controlled by a network of partings and this determines the localization of the ore stringers as well. Ore bunches have formed at the intersections of these partings.

A still more instructive illustration of the above-described ore distribution in the pit bank is provided by D. KISS's excellent photograph (Fig. 18). The lively pattern of the ore stringers and bunches gives a true picture of how the ore-forming fluids, starting from the network of partings, have invaded the rock mass at the points of least resistance.

The mineralization at the *35-m level* is in every respect of transitory development, intermediate between those of the higher and lower levels. Mineralization is not stockwork-like, follows rather parallel fissures, but is pocketed and sometimes contains compact ore bodies. The richer ore fillings always bear a „Rózsabánya” character — pyrrhotite assumes a dominant rôle here — but galenite and lead sulphosalts appear in the fillings of thinner, accessory crevices, too.

The vein-like ore fissures are usually of a western dip (gentle or steep); thus the southern drift has followed them over 46 metres almost along the strike.

The crevices are not persistent along the strike, the thickness is not constant. In some sections they thicken lenticularly, in others they narrow into stringers and become horse-tailed at the ends. Primary mineral fillings and their subsequent alterations change step by step.

The 70-m level drift running roughly N-S, follows at both sides of the pit a branching, meandering stringer. The facies, the capricious changes by sections in thickness and the character of ore fillings of this stringer show that this mineralization does not deserve to be called a lode due to its formation by processes of different character in each shoot of some metres, and interrupted by considerable periods of time. The main stringer, of some cm average thickness, is often split up into capillaries or thickens suddenly into lenses of  $1/2$  to 2 m thickness to get reduced again to a stringer in some metres.

By these sudden changes in thickness the mineral composition of the ore changes too. The ore mineral of the irregular, compact sulphide masses of the „bodies” is almost exclusively pyrrhotite; on the other hand, this mineral may disappear completely from the thin ore stringers radiating from these bosses or from the adjacent stockwork mineralization, and get replaced by pyrite, galenite, or possibly sphalerite. The irregular trend of anastomosing ore stringers followed by the drift, precludes any idea of a continuous gapping or wideness of longer shoots, along the main discontinuity surface considered as predisposing actual lode formation.

Wall-rock alteration accompanying mineralization, *i. e.* changes manifested as a consequence of ore formation and restricted to the immediate contacts of the ore bodies, alternate following the character and composition of the ore fillings along the main strike. Unfortunately, no detailed examination has been carried out for an exact determination of their mineralogical differences. Only an abundant supply of high-temperature, pyrrhotite-yielding hydrotherms was capable of intense wall-rock alteration, and thus of powerful expansion, to say they were able to force apart the ore crevices and to secure space for the formation of „massifs”. Meagre infiltrations networks of ore stringers controlled by partings were not able to replace country rock; its pyritic and galenitic aggregates must have been formed at a lower temperature, accompanied by a less intense, rock-alteration of different trend.

The mineralization of the 70-metre level is most interesting because some sections of the ore strike represent the purest, richest „Rózsabánya” mineralization, others are examples of the galenitic „Fagyosasszony” type ore formation, while the mineralization of the two shoots is intermixed and interwoven in several places.

Major, stock-like, compact sulphide accumulations like those exposed at the drifts of the 70-m level cannot be found deeper. On the 96-m level a zone of dissemination runs along the main strike with a uniform thickness of about 1–2 m, not taking into account the dislocations caused by faults. According to the drift surveying, the structure varies between the brecciated pocketed, sprinkled and stringer-network types (Inset pl. IV). In the appearance and distribution of the three types of development it has not been possible to find any regularity, neither with respect to more important structural

elements, nor to the mineral composition of the ore material. The extreme instances of these types can well be contrasted to one another, it is not possible, however, to draw a distinct dividing line between transitory features.

At any rate, the brecciated-bunchy development is a character which cannot be found at the higher levels of the Rózsabánya mineralization. Its formation was introduced by an intense brecciation of the rock mass and a simultaneously acting irregular rock alteration. As a consequence, some spots have become especially suitable for being replaced by ore, thus the ore contents of the brecciated zone have been concentrated in these, while further crevices have remained free of ore filling. D. KISS's photograph of the 96-m-level ore shoot (Fig. 21) lying between the pit and the southern top hole is an appropriate illustration of ore distribution.

The brecciation zone, along which we have been able to follow the bunchy, reticulated or sprinkled ore formation at the 96 m level over a considerable distance, has received the products both of the first and the second ore-forming stage. The most conspicuous ore filling is pyrrhotite, which accompanies, except for the northernmost 20 metres, the ore strike in the form of 2–20 cm knots or veins of 1–5 cm thickness. However, the pyrrhotite knots do not form such coherent masses here as at the 70-m level, thus their interlacement with the subsequent stage of ore formation has taken place much more intensively and regularly than at the above levels.

\* \* \*

On discussing the 96 m level, mention should be made of that ore-lined natural cave, which could be inspected within a distance of about 10 m, starting from the drift 4 m above the level floor south of Rózsa-shaft. The cave is formed in altered pyroxene-andesite, along the fissure ( $282^{\circ}/55^{\circ}$ ) parallel to the brecciation zone, which had been exposed by the drift, and is probably a consequence of the downcast fault of the western part. The form is irregular-lenticular, height 6–7 m, maximum width 3.5–4 m.

The wall of the cave was incrustated by compact pyrrhotite 15–20 cm thick; its surface was covered by a calcite crust 2–3 cm thick, consisting of large euhedral (scalenohedric) crystals; microcrystalline pyrite in the form of an incoherent, thin sheet was deposited on the calcite crust. This cave is one of the most spectacular parts of the Nagybörsöny ore prospecting and the largest pyrrhotite accumulation has been found there (Fig. 22).

In the facies of the mineralization at the *112 m level*, two factors can be recognized: the effect of the depth of ore formation and that of the receiving country rock. The depth effect may be characterized as a transition from the pocketed-reticular mineralization, which is dominant at the upper levels of Rózsabánya, to the vein-like fissure-filling type, which is predominant at the adit-level. This is manifest in the drift running southwards from the pit and in the northernmost part of the exposures, that is on more than two thirds of the exposed strike. Structural and host-rock conditions north of the pit have made possible a sprinkled, network-like mineralization, which has taken place in the special country rock here in a unique manner (Inset pl. IV). Rock alteration has been most profound here and has resulted in loose, friable pse-

udo-tuff. No clay mineral peak has been found in the DTA curve of the sample taken from this level of Rózsabánya (Fig. 23, curve 1). The tuff-character of biotite-amphibole-andesite, altered past identification, is increased by the circumstance that parallel streaks are recognizable in it, resembling stratification due to the periodicity of alteration, and substantiated by the alternation of bands containing respectively more or less free  $\text{SiO}_2$  (Fig. 24).

In the altered rock of pseudo-tuff character, the lode is sharply delimited both in the northern and southern parts of the 112 m level loosened to an interweavement of ore stringers and pockets (Inset pl. IV). In the latter — as in the host rock — the structural pattern of the periodicity in ore-precipitation is dominant. The ore has deposited in relatively tiny — the diameter is 2–4, exceptionally 10 cm — round bunches of concentric banding (Fig. 25). Such ideal cockade structures — containing altered country rock inclusions in the kernel or consisting purely of ore minerals — beautiful proofs of rhythmic ore formation, have not been found in any other part of the ore occurrence. The dominant ore mineral is pyrrhotite which has been converted into pyrite to a considerable extent.

#### a) Chief ore minerals

*Pyrrhotite.* It is the ore mineral of the earliest formation and widest distribution of the Rózsabánya mineralization. It is not the dominant mineral at present since the material has mostly been converted into pyrite and other sulphide minerals, but its traces may be found everywhere over the entire examined area of mineralization, either in modelled structures or absorption relics.

Its habit is coarse-grained, tabular almost everywhere. There are no data available that would indicate separate rhythms of formation. Ample pyrrhotite generation has lent a general, dominant high temperature character to the Nagybörzsöny ore formation. The ore material, that has survived as pyrrhotite and, as evidenced by traces, had originally consisted of pyrrhotite, represents over 80 per cent of the sulphide mass in all exposed ore bodies of the Rózsabánya mineralization. Crystalline pyrrhotite appearing in form of compact ore bodies, lenses or nodules at least, is the product of the most intense and richest ore-forming period of the Rózsabánya mineralization, and has determined, with its expansion and bulk, the distribution and extent of the ore bodies.

The other components (Co, Ni) of the early metallization, existing in small quantities compared to FeS, got camouflaged because of entering the pyrrhotite lattice. Their hidden distribution reduces the abundance of the the course association. Their independent minerals appear sporadically only in first mineral of the re-arrangement connected with the transformation of pyrrhotite.

The changes leading to the formation of  $\text{FeS}_2$  minerals and other sulphides constitute a step by step process producing a multitude of forms, due to intermingling of hypogenic (hydrothermal) and hypergenic (superficial) effects. It is not possible to mark out any portion, concerning either levels or strikes, which has particularly been spared by pyrrhotite-decomposing effects. It is

only the compactness and thickness of the pyrrhotite body that provides authentic information as to what size of pyrrhotite core had not fallen victim to the changes proceeding inwards from the surface of the ore body (Plate I: 1, 2).

The sulphur-enrichment or iron-elimination of pyrrhotite has caused the disaggregation of the lattice and, naturally, of the tabular crystals, too. At the beginning of its formation  $\text{FeS}_2$  is a cloudy, structureless gel in which the formation of the colloidal and subsequent crystalline structure sets in at some distance from the alteration front with „aging” (Plate I: 2; Plate II: 1). Along the partings of tabular crystals according (0001), the reaction front is intensely dissected, sometimes in a comb-like manner (Plate I: 1). The advance of  $\text{FeS}_2$ -formation is not influenced by the habit, dimensions or perfectness of the pyrrhotite crystals. The dominant rôle in this respect is played by the permeability of the ore body, especially by fissures resulting from post-metallization movements.

Simple sulphur enrichment *i. e.* the transformation into  $\text{FeS}_2$ -minerals is the most common form of pyrrhotite alteration and also the most important concerning its masses. It is not rare at all, however, that the cation of pyrrhotite is exchanged as well and therefore the mineral is replaced by the sulphide-mineral of some other metal (galena, sphalerite, chalcopyrite). This substitution produces simple replacement structures, with direct join of crystalline phases and thus it is only the tabular crystalline pseudof orm of the sulphide grains formed that reveals the pyrrhotite origin.

#### **$\text{FeS}_2$ -minerals**

In the present ore reserves of Rózsabánya the  $\text{FeS}_2$ -minerals are predominant. Among these — be it in the first (pyrrhotite-yielding) or in the subsequent ore-forming phase — the primary formation of pyrite cannot be held for unlikely. However, the bulk of the  $\text{FeS}_2$ -minerals has undoubtedly been formed from primary pyrrhotite through sulphur enrichment. It is certain that high, or even medium temperature hydrothermal effects cannot be considered as causes of this alteration process. The appearance of gel as reaction product, preserving colloidal structures testify low-temperature processes.

*FeS<sub>2</sub>-gel.* The first reaction product of sulphur enrichment in pyrrhotite is always a structureless, cloudy  $\text{FeS}_2$ -gel. Along with its „aging”, the appearance of the crystalline phases advances gradually and slowly. The melnikovite crusts and shelly-spherical concretions are formed mostly along traversing cracks, a marcasite cover on their surface is not rare either. The crystallization of coarse-grained pyrite begins at the nodal points of the fissure network, too — but the  $\text{FeS}_2$  bulk's „interior” of varying proportions, has preserved gel characters to date (Plate II: 1).

*Melnikovite.* The gradual dehydration of the  $\text{FeS}_2$ -gel leads to the formation of „gelpyrite”, melnikovite. This may be considered as the preponderant iron disulphide mineral of the Rózsabánya ore. The „aging” process of the  $\text{FeS}_2$ -gel is varied and influenced by external conditions, thus the formation of this ore is accordingly variable.

Among the manifold structural features in melnikovite, the spherical „colloidal” forms, due to „aging” of the gel, are predominant; their formation has not at all been controlled by the orientation of the original pyrrhotite slabs, whose impressions are usually molded in the space-filling quartz. Crystallization usually proceeds by the formation of radial-fibrous aggregates perpendicular to the shells and crusts of colloidal origin, and between the former there remains more or less structureless  $\text{FeS}_2$ -gel in irregular patches (Plate III: 1).

*Pyrite.* Through a slow, highly retarded crystallization, the „aging” of  $\text{FeS}_2$ -gel results in pyrite formation in most cases. The slow development passing through colloidal state leaves its traces in the structure of the crystalline phase. The structural coalescence and uniform arrangement of cryptocrystalline melnikovite leads, through a gradual fading away of colloidal forms, to the more compact units of pyrite and may easily be traced in the structure of the transition belt. The direction and progress of alteration is truly reflected by the transitions (Plate II: 2; Plate III: 2).

In the ore masses of Rózsabánya pyrite of doubtless primary deposition may be found, too. It is distinguished from that of gel origin by its advanced idiomorphism and less pitted surface getting easier a good polish. It often appears in the form of sprinkled individuals, but, even if getting into contact with  $\text{FeS}_2$ -gel or melnikovite spots, its boundary is always sharp.

*Marcasite.* It is not rare among the Rózsabánya ores but, compared to the former  $\text{FeS}_2$ -modifications, its rôle is altogether subordinate. Its appearance is almost entirely tied to spherical melnikovite-crusts. The marcasite crystal crusts are formed through the growth of the radial crystal nuclei of melnikovite, thus the transition to the crystalline structure is less perceptible than in the case of the formation of pyrite, and is not connected with the complete abolition of colloidal structures. It is only the stronger reflexion and lively anisotropy that often distinguishes marcasite crusts from inner melnikovite aggregations or from those remained gels as yet.

*Arsenopyrite.* It is the characteristic mineral of the Rózsabánya mineralization and appears in considerable quantities in some places. Its occurrence is characteristic mainly of the bunchy-disseminated ore bodies in the surroundings of Rózsa-shaft, being more abundant at higher levels than at low ones. Its two forms – allotriomorphic pitted masses originating from  $\text{FeS}_2$ -gel (Plate II: 1) and idiomorphic sprinkled crystals – are probably the products of the same ore-forming phase.

The supply of As-containing solutions, following the first pyrrhotite generation, or even their transformation knots to  $\text{FeS}_2$ -minerals, provoked a certain degree of replacement through ion-exchange in the permeable parts of preexisting ore bodies, and formation of sprinkled arsenopyrite grains in the vicinity of ore bodies.

The As-content of the ascending solution was easily bound by fresh  $\text{FeS}_2$ -gel even chemically – especially on its surface – and also the accompanying ions (Co, Ni) were often captured by adsorption. The iron disulphide substance, being still colloidal or partly arranged into melnikovite, was able to conceal the received alien substances almost imperceptibly; but with advancing crystallization the separation of their independent mineral became unavoidable.

It was in this way that arsenopyrite of gel origin was formed from the  $\text{FeS}_2$  masses — originating from the sulphur enrichment of pyrrhotite — along surfaces of higher permeability. It usually consists of large, allotriomorphic crystal aggregations and its main characteristic is the pitted surface in polished sections and abundance of inclusions, evident from its growth from pyrrhotite through colloidal state. Although traces both of the tabular crystals of pyrrhotite and possible colloidal textures were obliterated by the structural rearrangement, the nature of the initial substance is evidenced by enclosed pyrrhotite relics.

Where the crystallizing  $\text{FeS}_2$  gel has contained much impurity in addition to As, the arsenopyrite is not only of a pitted surface but almost of a spongy structure. The cavities of arsenopyrite „sponge” contain variable knots and aggregates of native bismuth and bismuth-containing sulphosalts (Plate IV: 1). This facies, characteristic of the Rózsabánya ore, had previously been described from the power room of Rózsa-shaft (36); recent examinations have discovered its presence at lower levels of the pit as well.

The phase of ore formation that may be characterized by As-bearing solutions has created, at the border of the ore body and in the country rock, arsenopyrite impregnations of considerable masses. The crystals are embedded mostly in quartz, which — being a simultaneous formation — was probably colloidal at the time of arsenopyrite crystallization. Together with the arsenopyrite sprinkling, independent patches of composite sulphides were formed in the interspaces (Plate IV: 2; Plate V: 1).

*Sphalerite.* The dark, highly ferrous sphalerite (black jack) is an important mineral of the Rózsabánya metallization. It appears vicariously with arsenopyrite and, contrasted with the latter, is more frequent at the lower levels of mineralization, in the southern drifts of the Rózsa-shaft rather in form of stringers and veins than with bunchy-disseminated ores. It is mostly coarse-grained and appears in large irregular spots and patches in the gangue.

Under the microscope the surface is large, the xenomorphic spots are usually pitted, cracked. Along these cracks dark-red inner reflexion appears. Small drop-like sulphide inclusions appear very commonly in sphalerite, chalcopyrite being more abundant than pyrrhotite and they appear intermingled at times. Chalcopyrite appears in the form both of ~ 5 per cent of non-orientated segregation droplets and ~ 30 to 40 per cent of orientated laminar-latticework coalescence belts (36). The number and distribution of chalcopyrite inclusions varies greatly even within the same section (Plate V: 2; Plate VI: 1).

Pyrrhotite occurs in sphalerite grains in form of small unmixing droplets; where pyrrhotite appears in the surroundings, the quantity is larger. In some places the pyrrhotite inclusions of sphalerite greatly exceed the dimensions of the unmixing droplets and give the impression of resorption relics. This is the only indication of the circumstance that sphalerite may have replaced pyrrhotite at times.

*Galenite.* It is not a characteristic member of the Rózsabánya mineral aggregates. Remarkable enrichment appears in its late formations, which are irradiations of the Fagyosasszony mineralization. Being a late formation, it

is usually interspace-filling, mostly coarse-grained. Idiomorphic crystals are rare and appear rather as cleavage forms in the subsequently broken and then cemented ore material. It coalesces with composite sulphides in various replacement configurations. Pyrrhotite has been replaced by galena in many places, too. Very often, not even the smallest relics of pyrrhotite have survived, and only the tabular grain contours of galena and the impressions in quartz matrix filling spaces between pyrrhotite slabs prove replacement.

*Chalcopyrite.* In small quantities, it is present in almost all parts of the mineralization, but remarkable enrichments are altogether irregular and rare. The chalcopyrite of the Rózsabánya ore testifies high-temperature formation (sphalerite stars) at every spot examined, but texturally it belongs to a space-filling late generation. Its deposition — or re-arrangement at least — has continued even after the pyritization of pyrrhotite. On the other hand, chalcopyrite is the only more frequent sulphide mineral that seldom has taken part in the replacement of pyrrhotite.

The sphalerite stars were found in nearly all chalcopyrite grains in variable dimensions (1–10  $\mu$ ), forms and density. Considerable differences appear not only between different ore bodies, but between neighbouring chalcopyrite grains as well (Plate IV: 1). More sphalerite stars are usually found in chalcopyrite grains accompanied by sphalerite.

The sphalerite stars show various stages of development; at times they are of the diamond-shape with rudimentary peaks, then again the peaks have developed to greater length and the centre is occupied by framed chalcopyrite (Plate VI: 3). There are also examples of a multiple connection of stars, forming primitive crystal skeletons. The sphalerite stars line up often along the preferred orientation — cleavage — of the host crystal.

#### β) Accessory ore minerals

The Rózsabánya ore is a real gold-mine of rare ore minerals appearing in small quantities. The wide range of their composition and paragenetical connections, of which the following enumeration may give but a foretaste, may contribute in many respects to the precision of our opinion concerning ore formations.

*Native bismuth.* It has been known so far only from the arsenopyrite „sponge” of the disseminated pocketed ore at Rózsa-shaft, in the association of Bi-containing sulphosalts (Plate IV: 2). The arsenopyrite — „sponge” is crowded in some of its pits by its grains of laminar structure appearing in the company of bismuthinite and cosalite.

*Bismuthinite.* It is the most frequent Bi-mineral in the Rózsabánya ore. Its characteristic occurrence is bound to the arsenopyrite „sponge” of the disseminated-bunchy mineralization, too, where it is almost inevitably accompanied by cosalite though the latter appears in smaller quantities. The characteristic rod-shaped intergrowths of the two minerals are controlled by preferred crystal faces (Plate IV: 2); it was known first in the power room of Rózsa-shaft (36) and has been detected at lower levels only by recent examinations. Its spots are usually elongated, without euhedral boundaries, but the structural setting gives no indication in respect to its expansion by



replacing other minerals (Plate VII: 2). Its appearance shows it to be a by-product of arsenopyrite formation.

*Cosalite*. Accompanied by bismuthinite — and usually bound to arsenopyrite — there often occur small spots of (one or possibly more) Pb-Bi-sulphosalts, which the characteristics of cosalite may be best applied to on the basis of examinations so far. Sporadically it appears as independent patches, too, but in most cases it shows intergrowths with bismuthinite; its spread in the mineralization area coincides with that of bismuthinite (Plate VII: 2).

It was not possible to give a uniform interpretation to its fabric everywhere. The appearance indicates a late formation connected with the galenitic phase of mineralization; this is supported by the grain boundaries towards bismuthinite which are proof of replacement. There are to be found, however, oriented intergrowths of the two minerals as well. Since this form of appearance can be found in the pits of arsenopyrite „sponge” only, the formation may be interpreted in the following way: the bismuthinite and cosalite matter was originally the absorbed impurity of the  $\text{FeS}_2$ -gel and the simultaneous crystallization of the two sulphide minerals set in as the structural rearrangement of arsenopyrite was taking place.

*Glaucodot*, whose small, imperfect euhedral crystals have appeared together with arsenopyrite in pyrrhotite ore mainly pyritized through sulphur enrichment, is certainly not too rare in the Rózsabánya ore; but to separate it from arsenopyrite is possible only if a thorough, grain-by-grain examination is carried out.

*Galenobismuthite*. Small lath-like or cigar-shaped grains of a further sulphosalt were found embedded in calcitic gangue accompanying arsenopyritic associations of the adit-level (Northern cross-cut). Its optical characteristics coincide with those of galenobismuthite.

*Jamesonite*. Persistent accessory minerals of the Rózsabánya ore are one or more Pb-Sb-containing sulphosalts. Their formation is similar, and their aggregates of various size, formed through subsequent Pb-supply, appear after the galena phase mostly on the rims or recesses of the large galena patches by more or less intense replacement. The knots are mostly allotriomorphic, space-filling. Synchronous formation combined with short-distance transport is attributed to the sulphosalt appearing in the form of clusters of idiomorphic crystal needles, in the calcitic gangue. Its occurrence is characteristic of the pocketed, disseminated mineralization.

On the basis of ore-microscopical examinations it has been found that optical characteristics of the mineral correspond mainly with those of jamesonite. In addition to a difference in the fabric of the individual knots observed, there appear slight divergences in the reflection-colour, intensity and anisotropy of the grains. Thus it seems possible that, besides the jamesonite bulk, other Pb-Sb-sulphosalts, appearing in small quantities (semseyite, meneghinite, boulangerite), are concealed there; but their identification would have been possible only through a more extensive examination supported by comparative materials.

*Sartorite*. Concerning optical behaviour and formation characteristics, one, or perhaps more, Pb-As-sulphide minerals are clearly distinguishable from the above-mentioned. Their isometric crystals appear mainly in the ore

of disseminated-bunchy metallization, and are always bound to arsenopyrite. Their boundaries towards arsenopyrite always indicate replacement thus the formation is considered as having been connected with the galena—phase of mineralization, in the course of which the edges of some arsenopyrite grains have been converted into Pb-As-containing sulphosalts under the effect of Pb-containing solutions (Plate VII: 1).

*Proustite.* In a sample taken from the 70 m level of the pit, its small knots associated with arsenopyrite in pyritized, respectively marcasitized, pyrrhotite-bearing ore could be accurately determined. The poor reflection capacity, intense anisotropy and abundant inner reflexes point unambiguously to ruby silver ore, and the light colour of the inner reflexes, together with the arsenopyritic environment, are checks of proustite.

*Stephanite.* A stringer of altered pyrrhotitic ore exceptionally rich in sulphosalts has been exposed at 1533 m of the adit; in one of its polished sections, at the edge of a pyrite grain, the grains of a silver ore of poor reflective capacity and lively anisotropy have been observed whose hardness and lack of inner reflexes indicate the presence of stephanite.

*Sternbergite.* At the edges and recesses of jamesonite knots appearing in the galena of the aforementioned stringer — which is exceptionally rich in silver — groups of very small grains of high anisotropy could be observed. The optical behaviour of the mineral points with sufficient certainty to the group of „Silberkies” (Plate VII: 1). On the basis of the rather incomplete diagnostical data to be found in literature (79), it was not possible to make an attempt to a closer determination of the mineral within the group. For the purpose of denomination, the most accurately determined member of the group, sternbergite, has been chosen though the reflection of our mineral would, according to descriptions, agree better with that of argentopyrite.

#### γ) Gangue minerals

*Carbonate minerals.* The gangue of the Rózsabánya mineralization is often carbonate, mainly calcite. Its deposition alternated with the phases of ore formation, or followed them in considerable quantities. The fissure filling, or sometimes ore mineral-replacing (*e. g.* chalcopyrite), character of siderite in the Rózsabánya ore has been proved by KOCH—GRASSELLY (22). According to the DTA examinations by V. KOBLENCZ (Fig. 23, curves 2, 4, 7, 8), siderite was to occur as a fine-grained, gangue mineral — like a by-product of ore formation — in clay mineral mixtures bordering ore bodies.

*Clay minerals.* The first thorough investigation into the gangue clay minerals at Nagybörzsöny has been carried out by J. ERDÉLYI. The samples, which had been mentioned as „kaoline” lacking accurate mineralogical determination, were subjected to meticulous optical, chemical, DTA and X-ray examinations on the basis of which *hydromuscovite* was determined as the dominant essential mineral (6).

The DTA diagrams and determinations of the Rózsabánya mineralization are shown in figure 23. Because of the disturbing effect of carbonate minerals, it has not been possible to prove the presence of clay minerals in several

samples, but the clay mineral in seven samples has proved hydromuscovite beyond doubt. This indicates clearly that hydromuscovite is the characteristic gangue mineral of the pyrrhotite mineralization at Rózsabánya, and the genetical conclusions drawn by ERDÉLYI from the appearance of hydromuscovite in connection with *this phase* of ore formation may be accepted as correct. We consider the mesothermal temperature as characteristic of the *pyrrhotite phase* of the Nagybörzsöny mineralization; its zone of action has embraced its entire height (122,5 m between Alsó Rózsa-gallery and adit) regardless of the fact that considerable part of pyrrhotite has been replaced at higher levels.

#### B) THE MINERALIZATION OF FAGYOSASSZONYBÁNYA

The mineralization in the south-eastern part of Rózsahegy is dominantly of lode-character; its chief ore minerals are galena and light-coloured sphalerite (Inset pl. III). In the surroundings of Fagyosasszonybánya and Királyrét, the veins have been revealed by their natural outcrops, the attention of the prospectors in Börzsöny has probably been attracted by these at first. Today it is no longer possible to reconstruct in which sections, and what extent, the outcrops of the mineralization have had in an intact state, but it is a fact that the centre of the first (before 1439 A. D.) prosperous mining activity developed has been here (55).

##### a) *Depositional features of metallization*

With their constant strike, the Fagyosasszony ore veins have shown the way for opencast, or subsurface, prospecting. With its simple composition, good processibility, the ore, which may have contained much more precious metal at its outcrops than at the recently tapped levels do, may have paid well if taken by mediaeval standards. In mediaeval sense, no large output is to be meant even by uninterrupted mining carried on over decades, or even centuries, for the volume of selective stoping of rich ore may not have surpassed the quantity of 100 cubic metres over the whole period.

The working out of rich ore lenses lining up along the same fissure may — even within very modest limits of mining — have yielded profits sufficient for maintaining prospecting ambition over centuries and along hundreds of metres of the vein strike. The pits running along the ore trends on the ridge of Rózsahegy in two (almost 1 km long) lines, and the excavation of the galleries established at several levels, between the outcrop and the sole and extending over a distance of several hundred metres, are indicative of a persistent mining activity in Middle Ages.

The relatively small ore occurrence has become essentially exhausted already in the course of mediaeval operations, and the adit-like undercut (Ludmilla-gallery) by which prospecting was resumed recently has found no appreciable ore bodies which would have supported the revival of mining here. It was but ore lenses of insignificant extent that had become known within the mineralization range of Fagyosasszonybánya, even through the most recent prospectings carried out at the adit level. It is unfortunate that we have to rely at the characterization of the entire mineralization on the latter, since thicker

and probably richer ore fillings at the higher levels became victim of respective mining and superficial oxidation long ago. Our description may be therefore unavoidably somewhat one-sided and inadequate.

The row of pits and the traces of galleries along the south-western mountain spur of Rózsahegy prove the development of an ore trend lying westwards of, and being parallel with, the aforementioned system of veins. In the course of a geological surveying in 1946, this has been described by PANTÓ as the „Királyrét” ore trend, being separate from that of Fagyosasszonybánya (35). This trend has not been reached, and not been undercut either, anywhere by prospectings carried out over the past years so our relative informations have not increased at all.

Concerning the mineralization at Fagyosasszonybánya, the prevalence of a dominant structural pattern is much more evident than in the case of Rózsabánya. The run of the main vein cluster corresponds with the dominant structural trends of the mountain (Inset pl. II), which are also followed by the dykes mapped on the surface in the immediate proximity of mineralization. Concerning the connection of mineralization with different phases of volcanic activity, only a vague opinion can be formed. We have to admit that the picture obtained about the country rocks of the mineralization is not clear in every respect, not even on the basis of detailed geological surveying carried out in the re-openings and new excavations with more or less shortcomings, but with great care at the same time. The reason is that at higher levels the majority of old exposures consists of strike entries and pits, respectively, through which only the extremely altered rocks in the immediate vein wall became accessible. In these it is impossible to recognize, even by means of microscopical examinations, those original characteristics, on whose minute differences the classification of the andesites has been based.

In accordance with opinions prevailing at that time, surface mapping has marked out over the ore strikes a „propylitized amphibole-andesite, agglomerate-like” formation (35.) It is seldom possible, however, to find true agglomerate structure in the altered rocks of mine exposures; if so, the explanation is to be sought in local tectonic brecciation. Thus it seems probable that the dykes or bodies marked on the surface by outcrops and morphological elevations are members of a uniform andesite mass, remained in unaltered state and are bordered by decomposed rock belts along the main structural directions running parallel with the ore trends. The altered dyke rocks blend into „basic material” in which the original dividing lines of the two different „intrusions” (biotite-amphibole-andesite, amphibolic pyroxene-andesite) are almost completely obliterated.

A striking feature in the geological build of the Fagyosasszonybánya surroundings is that the ore trends appear at the bordering plane of the dacite dyke which divides the uniform biotite-amphibole-andesite mass (Inset pl. I). The south-western part of Rózsahegy is made up of the pyroxenic amphibole-andesite of the main paroxysm and this rock extends beneath the surface far beyond the mapped limits of the respective biotite-amphibole-andesite and dacite. The mine exposures bear witness to the fact that the dominant country rock of the Fagyosasszony mineralization is pyroxene-andesite both at the surface and beneath the Ludmilla gallery.

In order to form an accurate opinion about the rôle of different stages of andesitic volcanism in ore formation, we ought to be able to recognize an intimate connection of the ore bodies with special rock varieties separated on the base of kind as well as ratio of essential mafic minerals. This is, however, not possible in zones of intensive alteration.

The best known and most „typical” section of the Fagyosasszony metallization exposed by new workings is certainly the SW vein, whose quality may be judged on the basis of analyses made in 55 trench samples, yielding the most encouraging results of all the Nagyörzsöny ore prospects. The average thickness of the vein is 82 cm, the ore contents, expressed in average weighed values of the analyses made from trench samples, are the following: Fe 5,30%, Pb 2,57%, Zn 1,05%, Au traces, Ag 80,4% g/t.

According to L. MIKÓ's vein mapping, the SW vein is most varied and of irregular development. There are sudden changes of thickness ranging from 20 to 160 cm. Though it is chiefly an incrustational, banded vein, the bands cannot be followed over a long distance (Inset pl. V). A number of lenticular fissure fillings often continue as brecciated crush zones or extend along new fissures. Over longer shoots, sprinkled or pocketed ore distribution is rather characteristic. The gangue is „kaolinic” throughout and the ore lenses, knots are embedded in „kaoline” at every side.

#### a) Chief ore minerals

Microscopic study of the ore material of Fagyosasszony metallization did not reach such a completeness as in the case of Rózsabánya for two reasons: 1. mineral composition of the ore is rather simple consisting chiefly of common ore minerals identifiable by the naked eye. 2. Ore material suitable for preparing polished sections were accessible only at the adit level (302 m vein, SW vein). The mineral composition established at the adit level cannot be extrapolated without change to higher level because relying on the ratio of chief metals shown by the chemical analyses of trench samples taken from the Fagyosasszony-gallery significant differences of the mineral assemblage are to be expected.

*Pyrrhotite.* The traces of the „primary matter” of the Nagyörzsöny ore may be found in the form of resorption relics, preserved from replacement, in the Fagyosasszony ore as well, although in considerably smaller quantities than in the ore of Rózsabánya. It is not always possible to estimate its original quantity. Wherever they are enclosed in  $\text{FeS}_2$  minerals, they may be traced back to pyrrhotite beyond any doubt.

*$\text{FeS}_2$  minerals.* They are persistent members of the mineral aggregates but do not represent the principal bulks. The transformation of pyrrhotite proceeds through the phases discussed at the Rózsabánya mineralization and results in identic formation of  $\text{FeS}_2$  gel, melnikovite, pyrite and marcasite, therefore a detailed discussion is not needed here.

*Arsenopyrite.* The quantity is much smaller than has been found in the Rózsabánya ore bodies. Arsenopyrite appears as independent sprinkle at the edge of the vein or in country rock. The crystals are idiomorphic, the surface is fresh, reflection good, anisotropy lively.

*Sphalerite*. It is one of the principal ores of the Fagyosasszony veins, and a product of late ore formation, nearly a contemporary of galena. Its characteristics differ in several respects from those of the Rózsabánya marmatite of early formation. The Fe-content is considerably lower and, though it cannot be called a light sphalerite, it is usually fine-grained and appears in the veins as streaks and bands.

Of the properties observable with the microscope, the bright internal reflexes should first be mentioned which are well observable especially along cleavage planes. As a consequence of subsequent stress, some parts of the vein are cataclastic and the sphalerite here is completely illuminated by the reddish yellow internal reflexes. Most of the Fagyosasszony sphalerite is free from inclusions. But there occurs in almost every section a sphalerite grain — not very different from the others — which are crowded with chalcopyrite inclusion. A more thorough examination might possibly result in the distinction of two sphalerite generations on the basis of the inclusions, but observations so far point to a local (topomineral) effect of single, completely absorbed chalcopyrite grains.

*Galenite*. It is the most characteristic and frequent ore mineral of the Fagyosasszony ore. In spots of considerable enrichment it forms individual veins and knots of more or less coarsely grained crystals. The formation may be put at the main phase of the Fagyosasszony mineralization, the age in relation to sphalerite is difficult to establish. Some observation data show (302 m vein) that sphalerite is of later formation and has replaced galena in some places. The galenite is not idiomorphic in most cases and the edge indicates replacement (towards sphalerite and sulphosalts).

*Chalcopyrite*. It is not a rare mineral in the Fagyosasszony mineralization, but the distribution is most irregular. It is absent along longer vein shoots altogether while its knots or spots become strikingly frequent in other places. The form is always irregular, space-filling and proves to be of latest formation. As contrasted with the Rózsabánya metallization, chalcopyrite contains no sphalerite-stars anywhere and is a low-temperature formation.

#### β) Accessory ore minerals

The Fagyosasszony ore contains sulphosalts of variable appearance and composition, although their occurrence is less abundant than at Rózsabánya.

There appears in the Fagyosasszony ore a Pb—As-sulphosalt whose behaviour is very much like that of the ore mineral described as *sartorite* at Rózsabánya. Some spots of Pb—Sb-sulphosalts may be found here as well, which may be closely correlated with the behaviour of *jamesonite* and *meneghinite*. The lobed spots of a mineral of intense reflection and poor anisotropy have been observed in sphalerite, and cigar-shaped, tiny spots of a mineral of weaker reflection and intense anisotropy have been found in the gangue.

#### γ) Gangue minerals

*Carbonates and quartz varieties*. The gangue filling of the veins is provided by carbonate and quartz at a changing rate. Their development does not reveal any remarkable features.

*Clay minerals.* Of the gangue minerals and country rocks of the Fagyosasszony mineralization V. KOBLENCZ has made 17 DTA. In four samples no clay mineral could be identified for reasons, lying mainly in the considerable carbonate-content of the samples.

According to 13 DTA curves (Fig. 40) the most frequent alteration product of the Fagyosasszony country rock is *illite*, which may be considered as the characteristic mineral of rock alteration accompanying the Fagyosasszony mineralization at the adit level and, in all probability, at higher levels as well. On some curves there appears at about 700°, beyond the peaks of illite, a more or less definite bend, which points to the presence of *hydromuscovite*. The appearance of an exothermal peak at 800 C° in some of the patterns still calls for explanation since it cannot be identified with any of the known clay minerals.

The DTA presented put illite in the first place concerning both quantity and frequency but do not at all exclude the presence of some other clay mineral at the same time. On describing the ore minerals we have emphasized the frequency of pyrrhotite traces thus the appearance of traces of a hydromuscovitic alteration accompanying high-temperature ore formation of smaller extent cannot be unexpected. The illitic alteration accompanying the Fagyosasszony mineralization has spread over a much larger volume and was more vigorous.

### C) THE MINERALIZATION OF BÁNYAPUSZTA

The name of Bányapuszta is in all probability identic with the „Szlávamine” figuring in SZABÓ's description (58), so it is this exposure from which KITAIBEL's „aurum problematicum” *i. e.* a bismuth-telluride mineral called later *wehrlite* has emerged. Thus, if our conclusion is correct, mining activity had been given up long before 1852 but it was possible to enter a short section in one of the galleries.

The Bányapuszta mineralization is separated from the Rózsahegy ore occurrence by the range of Nagypogányhegy, which is, according to superficial data, barren over 1 km. We have no accurate data on the extent of mineralization, but its extreme points cannot be farther from one another than 300–400 m. The ore appears in veins, whose direction and character is to be held similar in many respects to those of the Fagyosasszony veins. Today, nothing can be seen of the outcrops of the veins, but centuries ago they may have been the natural outcrops of the mineralization that have put prospecting miners on the right track, so its strike seems at least from the traces of exploration diggings well discernible. There are no historical data available concerning the beginning and duration of prospecting and mining at Bányapuszta. At any rate, mining must have been of a shorter period than in Fagyosasszony and, if started in the Middle Ages as it would seem, mine working was interrupted by longer intervals. LIFFA reports on 6 caved adits in the Bányapuszta area (30).

In 1946, G. PANTÓ discovered the traces of another adit (7) running NE at the southern slope of Juhakol, but he was able to inspect only the small adit opposite the farm (1). He managed in ranging the extremely narrow adit, running in uniform, fine-grain altered andesite, over about 40 metres

only but, except for thin kaoline stringers, has found no traces of mineralization.

Re-openings reached Bányapuszta in autumn 1950 and the choice fell on the upper adit (2) opposite the forester's lodge, which runs — after a distance of about 20 m — along the worked vein. Climbing out of the roof timbering, the worked vein fissure over the caved gallery could be ranged over a distance of about 30 m. Beginning at the 40-metre point of the working, the vein was 120 cm wide and the working reached varying heights along the vein. Neither in the sides, nor at the adit ends was it possible to discover ore minerals.

According to the few data available, the Bányapuszta mineralization is of vein character with main strike directions running NW and NE. Development of the vein and its minerals was similar to that of Fagyosasszony. Over longer sections along strike, the veins were not persistent and the thickness varied in lenses. We have no dependable data on the filling of the veins. No exposure has been observed or described to characterize the structural features of the filling. Ore material suitable for mineralogical examination has not been won in the course of prospecting, so we have no acceptable basis for establishing the mineralogical composition of the vein. Considering a resemblance in form and dimensions, it is plausible to assume that the filling was similar to those at Fagyosasszony. As a local peculiarity, an accumulation of bismuth minerals may be supposed.

#### D) THE MINERALIZATION OF KURUCPATAK

Of the ore traces at Kurucpatak we know even less than of those at Bányapuszta (Inset pl. II). Superficial observations reveal only extended pyrite sprinkling but show no remarkable enrichments. Due to unfavourable indications, no prospecting or re-openings have been carried out in the Kurucpatak mineralization area. It is only the traces of old prospectings that warrant the term „mineralization”. The mineralization area may be delimited, without stating accurate boundaries, on the north-eastern slope of the saddle between the double cone of Kishideghegy, at the upper reaches of the main branch of Kurucpatak (Inset pl. II). Dimensions and setting, however, do not indicate any considerable mineralization.

### 2. Ore-genetic summary

On the basis of the mining geological study and examination of polished sections within the area of Nagyörzsöny ore prospecting two types of mineralization have become known. The earlier mineralization of higher temperature (of mesothermal character) in which pyrrhotite is the dominant ore mineral has prevailed throughout the area of ore prospects, but its most intense and most characteristic development has been found in the northern part of the area, at Rózsabánya and beneath it, which fact accounts for its denomination as *Rózsabánya metallization*. The ore distribution is disseminated, bunchy or space-filling, the wallrock is of hydromuscovitic alteration.

In the southern part of the prospecting area, in and below Fagyosasszonybánya, hydrotherms of lower temperature (epithermal) have deposi-



ted sphalerite-galena ore fillings along fissures at a later phase, partly replacing or rebuilding products of earlier mineralization. The wallrock of the *Fagyosasszony* mineralization is characterized by illitic alteration.

To trace the connections existing between the polymetallic subvolcanic mineralization and the phases of the mountain building volcanic activity would be less promising in the case of the relatively less explored Börzsöny than in mining districts studied in detail and worked extensively. On account of its nearness, the similarity of formations and mineralization – as far as the Fagyosasszony area is concerned – the pattern of the Selmec-Körmöc (Štiavnica-Kremnica) Erzgebirge should be considered in the first place.

Even today, practical research work relies in many respects on J. SZABÓ's monograph published 70 years ago (59) whose conclusions are in their majority valid even now. Not dealing with details, the connections may be characterized as follows. Notwithstanding their greater variability, the volcanic ranges in the Selmec region may be compared with the Börzsöny volcanics. SZABÓ has regarded the „older”, hypovolcanite types as Palaeogene, the „younger” orthovolcanites as Neogene. Slovakian researchers (ČECHOVIČ, FIALA, LUKAČ) place both formations in the Neogene period, with a subdivision ranging from the Tortonian to the Quaternary. They distinguish two main periods of ore formation, one embraces the formation of the Hodrus (copper ore) lode system, the other that of the Selmec (sphaleritic-galenitic) lode system. With the assumption of a considerable time lag, SZABÓ has brought both of them into connection with the „younger” volcanic activity and this view is generally held by Slovakian geologists, too, although ranging of the Hodrus intrusive (banatitic) mineralization into the Upper Cretaceous has recently been considered as well (ŠALÁT–ROZLOŽNIK).

As far as Börzsöny is concerned, it seems not at all justified – however tempting it be – to draw a parallel between the mineralizations of Hodrus and Rózsabánya, or Selmec and Fagyosasszony respectively; so, similarly to Selmec, we have no choice but to connect both ore formation periods with the „old” but subsequent subvolcanic (hypovolcanic) activity.

To trace analogies, let us inspect briefly at the Mátra. It has two main units, one is certainly subvolcanic, the other volcanic. Enargitic mineralization (Recsk) is connected with the former, the sphalerite-galena-bearing (Gyöngyösoroszi) with the latter. The latter preceeded, however, certainly the formation of the most expanded lava flows of the Tortonian paroxysm, and appear only in places where andesite of a subvolcanic character plays a part in building lower levels of the mountain.

It is not the aim of our comparison to establish direct conformities with some of the mineralized areas. We are tracing related phenomena to be able to take into account, for lack of exact data, their guidance in explaining genetic connections of mineralization.

The Palaeogene origin of the „older” Börzsöny volcanic unit was the working hypothesis of the mapping carried out 18 years ago. The strato-volcanic style of the „older” volcanic unit has not been ascertained by mining explorations, and masses of andesite and dacite, respectively, were exposed even under the spots of „propylitized biotite-amphibole-andesite agglome-

rate" of surface mapping. Thus not two stratovolcanic complexes of different ages, are facing one another at the boundary of the „older" and „younger" volcanic complexes, but a more intensely altered subvolcanic unit of gas-capped solidification (hypovolcanite) has come into contact — by subsequent intrusion within the subsidence area — with a less altered stratovolcanic complex solidified at the surface. Such alterations and an „older" exterior due to propylitization are not reliable features for establishing age-relations.

A regularity, extending over several volcanic regions, is manifest in the circumstance that the mineralizations appear in the core of the volcanic edifices coupled with subvolcanic masses that are highly altered and more acidic than the bulk. The circumstance, too, that mineralization has taken place in two phases is strikingly identical in a number of our metalliferous mountains. The earlier is a copper-polymetallic ore formation at higher temperature, the later is a low-temperature, lead-zinc ore vein formation everywhere.

The localization of the Börzsöny mineralization is bound intrinsically to the propylitic subvolcanic formations, and especially to the intrusions of biotite-amphibole chloro-dacite, controlled by a large-scale volcanic subsidence (caldera formation).

Metallogenetically, the Nagy Börzsöny mineralization — and especially that of Rózsabánya — may be compared within the Inner-Carpathian volcanic chain with Herzsabánya (Herja) and Óradna (Rodna). In the surroundings of these two, there are altered subvolcanic masses of a composition very similar to those of Rózsashegy, which cannot be distinguished on the base of earlier mappings from volcanic bodies with adequate certainty. To bring this mineralization into genetic connection with subvolcanic biotite-amphibole-andesitic-dacitic intrusions is in good agreement with our knowledge gained on a series of similar ore deposits. If we tried to present pyroxene-andesite a derivative of an „ore-bearing" parent magma, we hardly could refer to analogies.

There are no authentic data available concerning the duration of the interval that has divided the two mineralization phases, *i. e.* the earlier high temperature, Rózsabánya mineralization, and the later, Fagyosasszony mineralization of lower temperature. The succession of the two processes is evidenced by a large number of material changes and structural re-arrangements, but there is nothing to warrant the assumption of a considerable time lag. It is thus not necessary to resort unconditionally to the hypothesis of two intrusion cycles of subvolcanic masses, sharply differing in composition and widely apart in time, in order to explain the two phases of mineralization; we may well classify the two phases as successive members of a chain of hydrothermal processes in a single cycle of subvolcanic activity, with an allowance for appropriate shifts in temperature and time.

\* \* \*

Prospecting and research conducted so far have not produced any set of reliable data for a clear interpretation of the genetic background of the mineralization at Nagy Börzsöny. Even the aforesaid explanation is in need of evidence in several points and its acceptability is supported only by the fact

that — having eliminated on the basis of SZÁDECZKY's recent volcanic rock system (64, 65, 66) the earlier erroneous volcanological interpretations, and relying on a wide range of analogies — it affords a simplified interpretation of rock- and ore-forming processes.

In the distribution and development of the Rózsabánya and Fagyosasszony mineralizations, there appear essential differences, of which the dissimilar temperature, pressure and composition of ore-forming fluids are relevant to some extent. However, the difference is most distinct in the country rocks and storing structures of the two mineralizations. The development of the Nagyörzsöny mineralization was highly impeded in every respect by the lack of a *suitable* storing structure, which circumstance resulted in a disseminated formation, and a scattering along the rock crevices, of the ore matter instead of bulky concentrations. The dispersion was more intense in the case of the Rózsabánya mineralization, also country rock was more affected here (hydromuscovitic alterations), and the ore matter was scattered over a large area by the network of cracks void of free space.

The intrusion of subvolcanic masses related with metallization have followed the formation of the pyroxene-andesitic stratovolcanic complex relatively soon and the connected mineralization had not been preceded by orogenic movements strong enough to produce storing structures in the volcanic or subvolcanic complexes suitable for the formation of larger ore bodies. The veiny, network-like, bunchy and disseminated mineralization, which has been formed along the border line of the volcanic and subvolcanic complexes — more or less along the N—S strike — has probably succeeded the relaxation of tensions and cooling cracks connected with the intrusion of the subvolcanic mass without having undergone the formation of a coherent system of fissures or caves. Veins, bunches and impregnations have been formed at places where the more aggressive pyrrhotite-bearing solutions have forced their way even into the smallest spaces in the permeable rock complex (Rózsa-shaft). The galena, sphalerite mineralization has filled only the fissures reopened on the southern part of the area and deposited the ore of the Fagyosasszony veins in a lenticular, banded form.

## НАДЬБЁРЖЁНСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Г. ПАНТО — Л. МИКО

Горы Бёржёнъ представляют собой вулканическую, точнее андезитовую область, которая является членом „венкообразной вулканической гряды”, протягивающейся по краям Венгерской низменности. Что касается литологических условий пород, подстилающих третичные вулканические образования, то мы не располагаем непосредственным фактическим материалом. Однако, по условиям вулканических пород, а также по геологическим данным поверхности и по данным глубинного геологического строения района предполагается наличие под северной частью гор Бёржёнъ кристаллического фундамента, под южной же частью — наличие подстилающих верхнетриасовых известняков и доломитов.

Геологические данные по борту горного массива единогласно свидетельствуют о том, что вулканическая деятельность, образовавшая основную массу гор Бёржёнъ, началась в конце гельветского века и ее продукты накопились на поверхности среднемиоценовых отложений.

Вулканические образования являются весьма разнообразными. В строении гор Бёржёнъ пирокластические породы играют гораздо более значительную роль по сравнению с породами лавового происхождения. В пределах южной части горного массива пирокластический чехол является, по-видимому, сплошным, хотя и местами прерывается самостоятельными лавовыми конусами. Вулканогеологически менее расчлененные массы смешанных андезитовых агломератов выражены в северной части гор Бёржёнъ в одинаковой фации и в нескольких случаях закономерно чередуются с лавовыми потоками или псевдоагломератовыми пластами. В центральной части массива широко распространены также лакколиты и дайки.

В составе горных пород преобладают андезиты, наряду с которыми значительную роль играют и дациты. Вещественный состав пород отличается необычайным разнообразием, причем бросается в глаза сильное „перемешивание типов”. Неоднороден даже материал отдельных извержений; соотношение цветных компонентов пород часто изменяется из шага в шаг

даже внутри геологически однообразных масс пород. Относительно хронологических границ и порядка последовательности вулканической деятельности пока что не создано разносторонне подтвержденное мнение.

На основании новейших исследований кажется обоснованным расчленить вулканизм на четыре фации, то есть на четыре „фазы”, которые частично перекрывают один другие:

1. *Начальная деятельность.* Наибольшее количество фактического материала по продуктам, фациям и условиям залегания начальных извержений можно получить на восточном борту горного массива. По данным наблюдений Э. ЛЕНДЬЕЛА (26, 27) первоначальными продуктами верхнегельветского вулканизма являются биотито-амфиболовые андезиты и дациты, с которыми часто ассоциируются гранатовые разновидности. Внутри горного массива нет бесспорного доказательства принадлежности отдельных образований к начальной фазе. Однако, на основе петрографической аналогии мы относим к этой фазе гранато-амфиболовые хлороандезиты, встречающиеся в районе развития оруденения.

2. *Главный пароксизм.* В горах Бёржён после первоначальных извержений, доставивших сильно загрязненный лавовый материал, главный горообразовательный пароксизм, охарактеризованный андезитами менее загрязненного состава и накопивший свои продукты наиболее интенсивно и широко, наступил, повидимому, в начале тортонского века. Характерным продуктом его являются пироксено-амфиболовые андезиты, в способе извержения и накопления которых и заключается выраженное отличие строения южной части массива от строения северной части. В этой фазе приобретают настоящие пирокластические породы наибольшую роль. На северном же участке горного массива, имеющем преимущественно стратовулканическое строение, широко распространены также псевдоагломераты, едва отличимые от только что упомянутых пород.

3. *Фаза обрушения.* Выбросы пирокластического материала почти полностью прекращаются и начинает господствовать субвулканическая гипоматическая деятельность, продуктами которой являются: амфиболо-пироксеновые гидроандезиты, биотито-амфиболовые хлороандезиты и биотито-амфиболовые хлородациты. По всей вероятности размещение данных образований в стратовулканическом комплексе пироксено-амфиболовых андезитов осуществлялось интрузивным механизмом. Размещение их в виде закрытого пятна с площадью 6X2 км и с осью ССВ — ЮЮЗ в центре горного массива указывает, по нашему, мнению на вулканотектонические факторы (приложение I). Обрушение центральной части массива после основного пароксизма может служить объяснением приуроченности образования субвулканических масс „зеленокаменной фации” к вытянутой „кальдере” и ее рудной минерализации. В хронологическом и возможно генетическом отношении большинство рудных образований мы связываем с двумя последними по порядку членами рассматриваемой фазы — внедрениями биотито-амфиболовых хлородацитов и амфиболо-пироксеновых андезитов.

4. *Завершающая деятельность.* Последнее проявление вулканизма гор Бёржён представлено внедрением даек как в стратовулканический ком-

плекс главного пароксизма, так и в „зеленокаменную” субвулканическую массу фазы обрушения. Вещество даек представлено менее контаминированными ортоандезитами, а именно в южной части амфиболо-пироксеновым андезитом, в северной — амфиболовым (биотитовым) андезитом.

\* \* \*

*Тортонские отложения* восточного и западного бортов горного массива верно отражают фазы прекращения вулканической деятельности и постепенной трансгрессии моря. Включенные внутри агломератовых масс коралловые пачки свидетельствуют о том, что море стремилось захватывать склон свежих вулканических обломков уже в перерывах выбросов.

\* \* \*

В понятие Надьбёржёнського *рудного месторождения* мы включаем все оруденение и все рудные проявления, которые до сих пор стали известными в центральной части гор Бёржён на площади примерно 7 км<sup>2</sup>. Приуроченное к различным вмещающим породам оруденение представлено рудными телами или проявлениями очень разнообразных генетических типов и фаций. В последовательных фазах вулканизма некоторые части территории были подвержены оруденению, необычайно разнообразному по температуре, содержанию металлов и распределению.

Не является случайным тот факт, что оруденение встречается в области, где произошла вулканическая деятельность с обрушением, и что оно не приурочено к широко распространенному стратовулкану, слагаемому пироксеновыми андезитами. Аналогичные образования наблюдаются и в других вулканических областях [Кремницко — Штиавницкое рудогорье (Kremnické-Štiavnické Rudohorý), горы Матра]. Общая характеристика оруденения дается нами по группировке, соответствующей пространственному размещению обнажений.

### Оруденение участка Рожабанья

Высокотермальное оруденение импрегнационного штокверкового типа размещается в биотито-амфиболовых дацитах и амфиболо-гиперстеновых андезитах горы Рожахедь. Оно было вскрыто горными работами в нескольких горизонтах (приложение II и III). Оруденение сопровождалось окремнением лишь в исключительных случаях. Таким образом, выходов его нам неизвестно.

Наиболее значительное обогащение руд имело место в районе шахты Рожа. Оно представлено неправильными прожилками или натеками в трещинах зоны, вытянутой соответственно преобладающему простираению всего Надьбёржёнського оруденения в северо-южном направлении, а в некоторых местах — где имело место более интенсивное ослабление — оно расширяется в гнезда и более массивные рудные штоки.

Минеральный парагенез оруденения участка Рожабанья, обнаруживающего телескопическую структуру: о с н о в н ы е р у д н ы е минералы —

пирротин, гель  $\text{FeS}_2$ , мельниковит, пирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит; а к с с о р н ы е минералы — самородный висмут, висмутин, козалин, галенависмутит, глаукокодот, джемсонит, сарторит, прустит, стефанит, штернбергит; б е з р у д н ы е минералы — сидерит, кальцит, кварц и глинистый минерал (гидромусковит).

### Оруденение участка Фадьошассоньбанья

Оруденение югозападной части горы Рожакхедь является преимущественно жильным, будучи представленным сетью жильных ответвлений, пересекающих друг друга под острым углом; оно характеризуется более низкотермальным галенитом и светлоцветным сфалеритом. Оба оруденения перекрывают друг друга в широкой зоне и вследствие повторных растворений, замещений и превращений они являются смешанными. Наличие их указывает на естественными выходами. Вероятно именно эти выходы были впервые обнаружены шахтерами средневековья, и действительно, рассматриваемое месторождение явилось центром расцвета горнодобывающей промышленности до 1439 г. Благодаря поисково-разведочным работам, проведенным в последние века на бóльшей глубине, были открыты рудоносные участки, аналогичные маловыдержанным рудоносным участкам, истощенным при средневековых горных операциях. Основные рудные минералы — пирротин, минералы  $\text{FeS}_2$ , арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит; а к с с о р н ы е минералы — сарторит, джемсонит, менегинит; б е з р у д н ы е минералы — кварц, кальцит и глинистый минерал (иллит).

### Оруденение участка Баньяпуста

Оруденение участка Баньяпуста отделяется с севера от рудного месторождения Рожакхедь безрудным участком с протяженностью свыше 1 км. Руды представлены жилами и напоминают по своему минеральному парагенезу оруденение месторождения Фадьошассоньбанья. Вероятно это и было обнажением, из которого П. КИТАЙБЕЛЬ извлек смесь теллуристого висмута (верлит). По геологическим условиям оруденения в пределах этого старого Надьбёржёнського обнажения, фигурирующего в литературе как классическое месторождение, нам известно очень мало.

### Обзор генетики руд

При поисково-разведочных работах в районе с. Надьбёржёнь были обнаружены два различных типа оруденения. Высокотермальное оруденение (тяготеющее к мезотермальному), преобладающим рудным минералом которого является пирротин, было проявлено на всей территории поисково-разведочных работ, но наиболее интенсивно и характерно развито оно на северном участке территории (Рожаканья). Руды распределяются в виде импрегнаций, гнезд или заполнений трещин (штокверковый тип); боковая порода была разложена с превращением в гидромусковит.

На южном участке (Фадьошассоньбанья) в более поздней фазе рудообразования термы пониженной температуры (низкие эпитермальные)

отлагали сфалеритово-галенитовое оруденение отчасти вдоль трещин, причем вещество более раннего пирротинового оруденения было замещено и переработано. Около оруденения боковая порода обычно претерпело илли-товое разложение.

Общая закономерность, наблюдаемая в нескольких горных массивах, проявляется в том, что оруденение присутствует в ядре вулканического массива, приурочиваясь к сильно разложенным субвулканическим породам, основная масса которых является более кислой. Удивительное сходство обнаруживают некоторые горные массивы Карпатской области и тем, что оруденение имело место в двух фазах. К первой фазе приурочена более высокотермальная медисто-полиметаллическая формация, а ко второй, более поздней — образование более низкотермальных свинцово-цинковых руд.

Локализацию Бёржёнського рудообразования тоже нельзя отвлечь от зеленокаменных субвулканических образований, обусловленных крупной вулканотектонической структурой (формированием кальдеры). По вопросу о продолжительности перерыва в рудообразовании между обеими фазами оруденения — происшедшими в условиях повышенной или пониженной температуры, соответственно — не имеется никакого надежного фактического материала. Наложение этих двух процессов друг на друга доказывается рядом вещественных и структурных переустройств; однако никакими данными не обосновано предположить наличие значительного промежутка между рассматриваемыми фазами. Для толкования двух фаз оруденения не надо обязательно прибегать к предположению наличия двух внедрений, резко отличающихся по вещественному составу и разделенных значительным промежутком времени, а можно с уверенностью включить обе фазы в ряд гидротермальных процессов единственной субвулканической деятельности в качестве двух последовательных членов с соответствующим сдвигом во времени и по температуре.

Между оруденениями участков Рожабанья и Фадьошассоньбанья, наряду с разницей по температуре, давлению и вещественному составу, наблюдается расхождение и в отношении боковых пород и вмещающих структур обоих оруденений. Широкому развитию Надьбёржёнського оруденения сильно препятствовало отсутствие подходящей вмещающей структуры, что привело вместо массовой концентрации рудного материала, к выделению его в виде импрегнации и к рассеянию его вдоль трещин. Внедрение рудоносного субвулкана последовало, по-видимому, через небольшой промежуток времени за формированием стратовулкана, сложенного пироксеновыми андезитами. Оруденению же не предшествовало горообразовательное движение такой интенсивности, чтобы создать вмещающую структуру, пригодную для образования крупных рудных тел в субвулканическом комплексе.





TARTALOM — CONTENT — СОДЕРЖАНИЕ

<i>I. A nagybörzsőnyi ércelőfordulás bányászatának és földtani megismerésének története . . .</i>	3
<i>II. A Börzsönyhegység földtani felépítése . . . . .</i>	13
<i>III. A nagybörzsőnyi ércelőfordulás földtani jellemzése . . . . .</i>	17
1. A terület lehatárolása . . . . .	17
2. Földtani felépítés . . . . .	18
A) A vulkáni összlet földtana . . . . .	18
B) A kőzetfajták jellemzése . . . . .	21
C) Kőzetkémiai és genetikai áttekintés . . . . .	33
3. Az ércesedés általános jellemzése . . . . .	37
A) Rózsabánya ércesedése . . . . .	38
B) Fagyosasszonybánya ércesedése . . . . .	39
C) Bányapuszta ércesedés . . . . .	43
D) Kurucpataki ércesedés . . . . .	45
4. Bányaföldtani jellemzés . . . . .	46
A) Rózsabánya . . . . .	46
B) Fagyosasszonybánya . . . . .	75
5. Ércgenetikai áttekintés . . . . .	91
<i>IV. Összefoglalás . . . . .</i>	94
Irodalom . . . . .	95
Táblák . . . . .	139

\* \* \*

<i>I. Geology of the Börzsöny mountains . . . . .</i>	101
<i>II. Petrochemical and petrological considerations . . . . .</i>	109
<i>III. Geological features of the Nagybörzsöny ore occurrence . . . . .</i>	110
1. Common characteristics of the metallizations . . . . .	110
A) The mineralization of Rózsabánya . . . . .	110
B) The mineralization of Fagyosasszonybánya . . . . .	122
C) The mineralization of Bányapuszta . . . . .	126
D) The mineralization of Kurucpatak . . . . .	127

2. Ore-genetic summary .....	127
References cited .....	95
Plates .....	139

\* \* \*

Надбёржёнское оруденение .....	131
Литература .....	95
Таблицы .....	139

**TÁBLÁK — PLATES — ТАБЛИЦЫ**

## I. Tábla - Plate I.

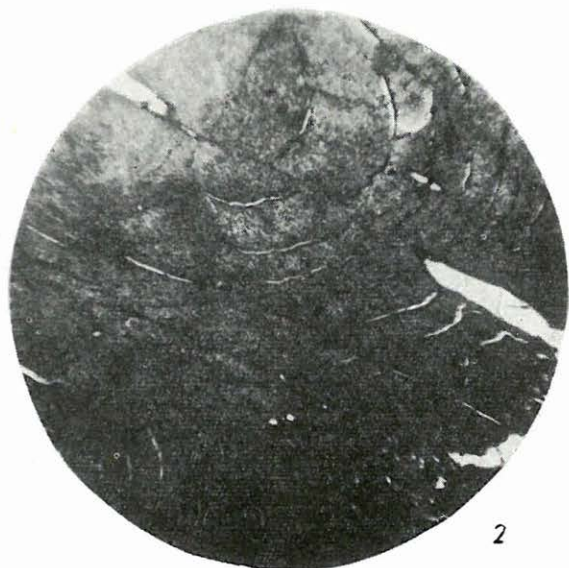
1. Lemezes pirrhotin átalakulása  $\text{FeS}_2$ -ásványokká, kismértékű fakóérces kiszorítás.  $25\times$ ; Rózsakna 70 m-es szint.
2. Pirrhotinból keletkezett melnikovit. Arzenopiritszemek az egykori pirrhotintáblák közeit jelzik, a melnikovitérgek közé sziderit rakódott.  $25\times$ ; Rózsaakna 70 m-es szint.

\* \* \*

1. Transformation of lamellar pyrrhotite into  $\text{FeS}_2$ -minerals, locally replaced by tetrahedrite.  $25\times$ ; Rózsa-shaft, 70 m level.
2. Melnikovite originating from pyrrhotite. Arsenopyrite grains fill gaps between former pyrrhotite plates. Siderite deposited in cracks between melnikovite crusts.  $25\times$ ; Rózsa-shaft, 70-m level.



1



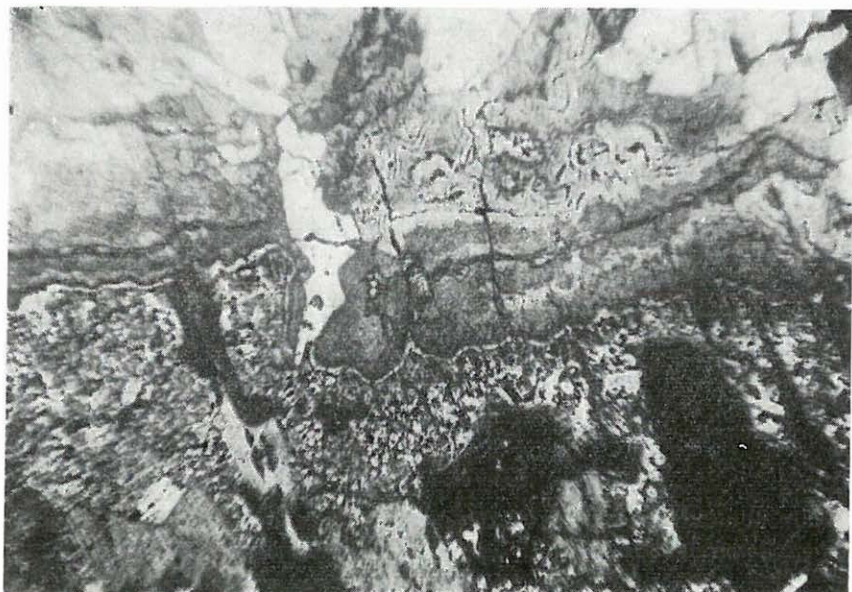
2

## II. Tábla – Plate II.

1. Pirrotin átalakulásából keletkezett  $\text{FeS}_2$ -gél (lent) kérges melnikovithalmazzá rendeződik (középső szakasz). Fenn arsenopirit szemek között öves sziderit – ankerit kiválás.  $25\times$ ; Rózsaakna 90 m-es szint.
2. Pirrotin átépülése gömbös melnikovithalmazokká  $\text{FeS}_2$ -gél állapoton keresztül („madár-szem”-szerkezet).  $25\times$ ; Rózsaakna 70 m-es szint.

\* \* \*

1.  $\text{FeS}_2$ -gel immediate product of pyrrhotite-transformation (lower part) gets ordered into melnikovite crusts (center). Zoned siderite-ankerite crystals between arsenopyrite grains.  $25\times$ ; Rózsa-shaft 90-m level.
2. Reconstruction of spheric melnikovite aggregates through  $\text{FeS}_2$ -gel stage (bird's eye-structure).  $25\times$ ; Rózsa-shaft 70-m level.



1



2

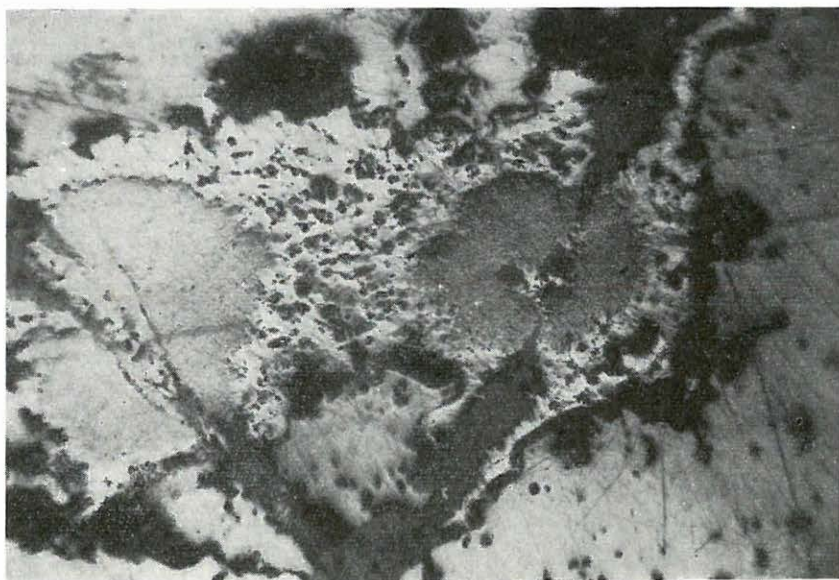


## III. Tábla - Plate III.

1. Pirhotinból alakult melnikovit kristályosodása piritté. 50 × ; Rózsaakna 70 m-es szint.
2. Arzenopiritszemek között  $\text{FeS}_2$ -gél kalkopirittal és bizmutinnal. 25 × ; Altáró É-i harántvágat 200 m.

\* \* \*

1. Crystallization of melnikovite (derived from pyrrhotite) to pyrite. 50 × ; Rózsa-shaft 70-m level.
2.  $\text{FeS}_2$ -gel with chalcopyrite and bismuthite between arsenopyrite grains. 25 × ; Adit, northern cross-cut 200 m.



1



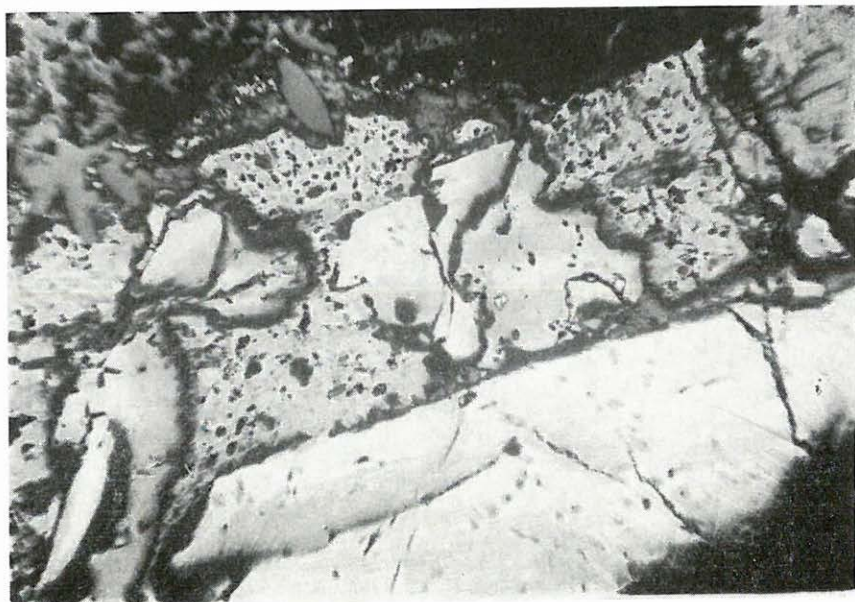
2

## IV. Tábla – Plate IV.

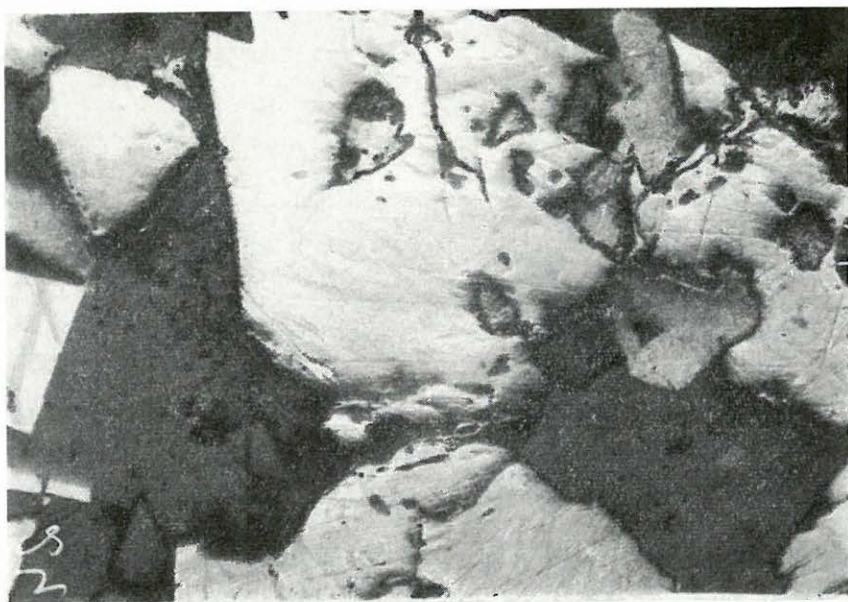
1. Arzenopirit „szivacs” gödreiben termésbizmutos, bizmutinos, összetett szulfidos kitöltés. 25×; Rózsa-akna, géptér.
2. Bizmutin szegélyről induló cosalitosodása. 100×; Rózsa-akna, géptér.

\* \* \*

1. Sponge-like arsenopyrite with hollows filled by native bismuth, bismuthite and sulphosalts. 25×; Rózsa-shaft, power room.
2. Replacement of bismuthite by cosalite advancing from the margin. 100×; Rózsa-shaft, power room.



1



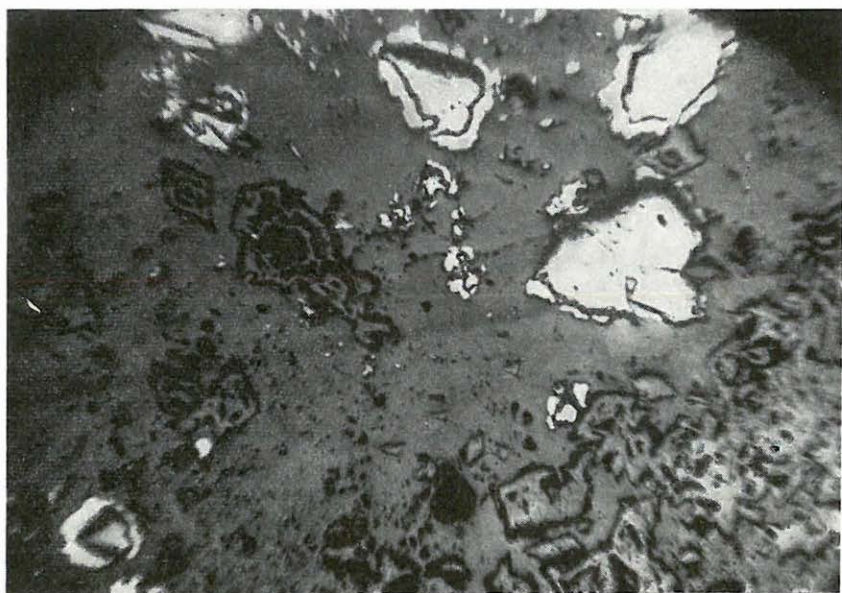
2

## V. Tábla – Plate V.

1. Bizmutinszem cosalitzárványokkal termésbizmutban.  $200\times$ , + nik; Rózsa-akna, géptér.
2. Kalkopirit- (apró, irányított lécek) és pirrotin- (nagyobb, szabálytalan foltok) zárványok szfaleritben.  $300\times$ ; Alsó Rózsatáró.

\* \* \*

1. Bismuthite grain with cosalite inclusions surrounded by native bismuth.  $200\times$ ; + Nic; Rózsa-shaft, power room.
2. Chalcopyrite (lath-shaped, oriented) and pyrrhotite (greater irregular patches) inclusions in sphalerite.  $300\times$ ; Alsó Rózsa-gallery.



1



2

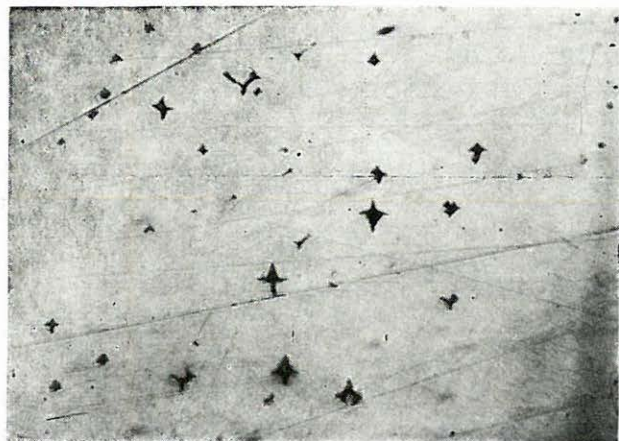
## VI. Tábla — Plate VI.

1. Szfalerit, kalkopirit- és pirrotinzárványokkal. 600×; Alsó Rózsatáró.
- 2, 3. Szfaleritesillagok kalkopiritben. 630×; Alsó Rózsatáró.

\* \* \*

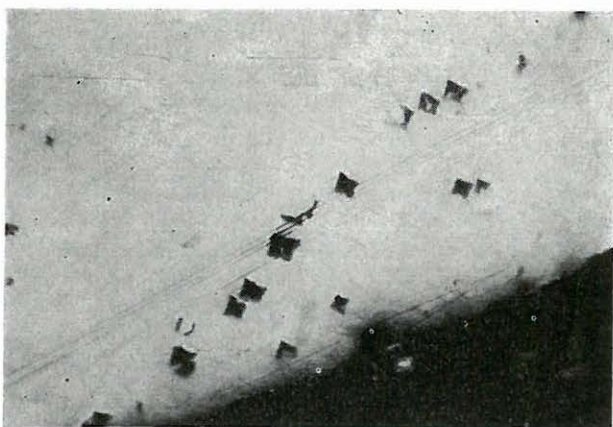
1. Sphalerite with chalcopyrite and pyrrhotite inclusions. 600×; Alsó Rózsa-gallery.
- 2, 3. Sphalerite-stars in chalcopyrite. 630×; Alsó Rózsa-gallery.

1



2

3



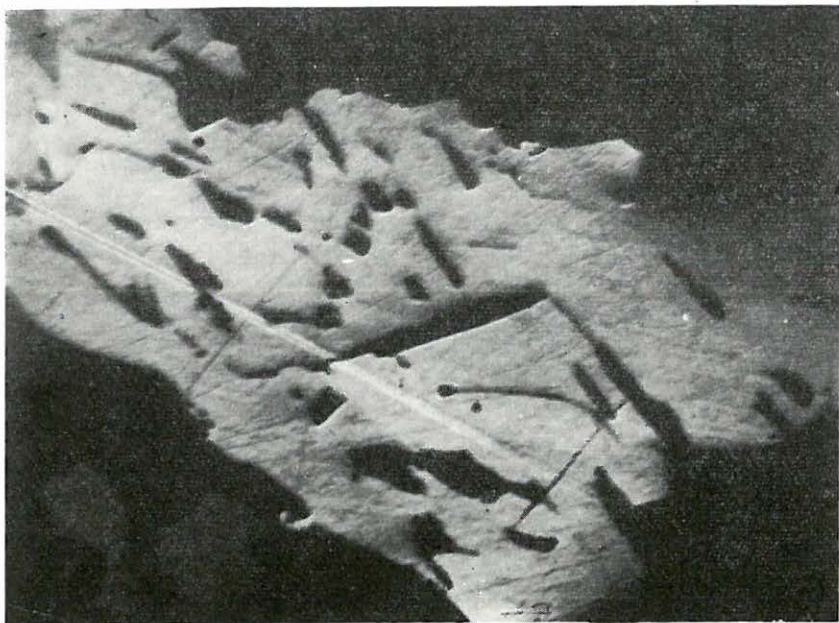


## VII. Tábla – Plate VII.

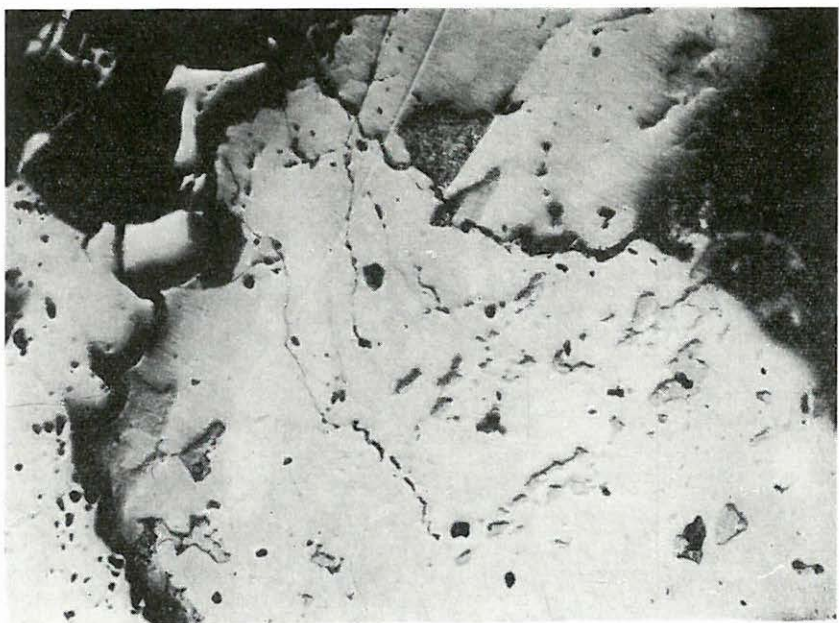
1. Arzenopiritszemek „sartorit”, szegéllyel. Meddőben öves sziderit-ankeritkristályok. 200 × ; Rózsaakna 35 m-es szint.
2. Arzenopirit cosalitösszenövéses bizmutinnal. 200 × ; Altáró 1410 m-es telérvágat.

\* \* \*

1. Arsenopyrite grains with „sartorite”,-rim. Zoned siderite-ankerite crystals in the gangue. 200 × ; Rózsa-shaft 35-m level.
2. Arsenopyrite with bismuthite cosalite intergrowth. 200 × ; Adit, 1410-m vein.



1



2

