

A GEOKÉMIAI ÉRCKUTATÁS ALAPELVEI

Írta: Szádeczky-Kardoss Elemér

Az ércterületek felfedezése az ősi civilizációs területeken nagyrészt a felszíni ércesedési nyomokból kiinduló részletes bejárásoknak és a kapcsolatos bányaműveleteknek köszönhető. Az ilyen kutatások során kialakult klasszikus érckutató módszerek eredményessége nagymértékben függ a kutató képességétől. Amikor azonban Eötvös csodálatos érzékenységu műszere nyomán mindinkább kifejlődött a geofizika expedíciós kutatási technikája, ez lehetővé tette az egyéni képességektől kevésbé függően, nagyrészt *mechanizált rutinmunkával* nagy területek geofizikai átvizsgálását és ezzel a figyelem mindinkább a nagy érzékenységu módszerek, köztük a geokémiaiak felé fordult. V. M. Goldschmidt göttingai intézetében 1929 óta megvalósult sorozatos kvarc-spektrográfiai mérésekre is alkalmas geokémiai vizsgálatok nyomán már az 1930-as években kezdtek geokémiai kutató eljárásokat is alkalmazni a hasznosítható ásványi nyersanyagkutatásban. Azóta nemcsak spektrográfiai eljárásokat, hanem más nagy érzékenységu pl. nedves módszereket, a cseppelemzést, újabban a ditionos meghatározásokat is felhasználják.

Az új kutatási irány eleinte azokban az államokban terjedt, ahol nagy ismeretlen területek — Szibéria, Skandinávia és az akkor még kiterjedt gyarmatok — ásványi nyersanyagkincsének felkutatása volt soron. A geokémiai érctelep kutatás gyors fejlődéséről tanúskodik, hogy a SZU-ban 1940—60 között 25 millió mintát vizsgáltak meg ilyen célból.

A modern technika ritka elem-szükséglete még inkább fokozta a geokémiai kutatás fejlődését, hiszen a ritkaelem kutatásnak mondhatni egyedüli módszere a geokémiai. Növelte a geokémiai érckutatás jelentőségét azután az is, hogy a fejlődő technika lehetővé tette nagy kiterjedésű, de kisebb koncentrációjú geokémiai jól kimutatható közönséges elemek telepeinek felhasználását. Azonban a legnagyobb gyakorlati sikereit azzal érte el az új kutatási irány, hogy a klasszikus földtani-bányászati módszerekkel csak nagy befektetések árán megtalálható rejtett és fedett telepek felkutatására is kiválóan alkalmasnak bizonyult. Ez pedig éppen a kimerülő ércvagyonú régi civilizált területek döntő kérdése. Így újabban a kisebb KGST államok is e módszerek rendszeres alkalmazására határozták el magukat.

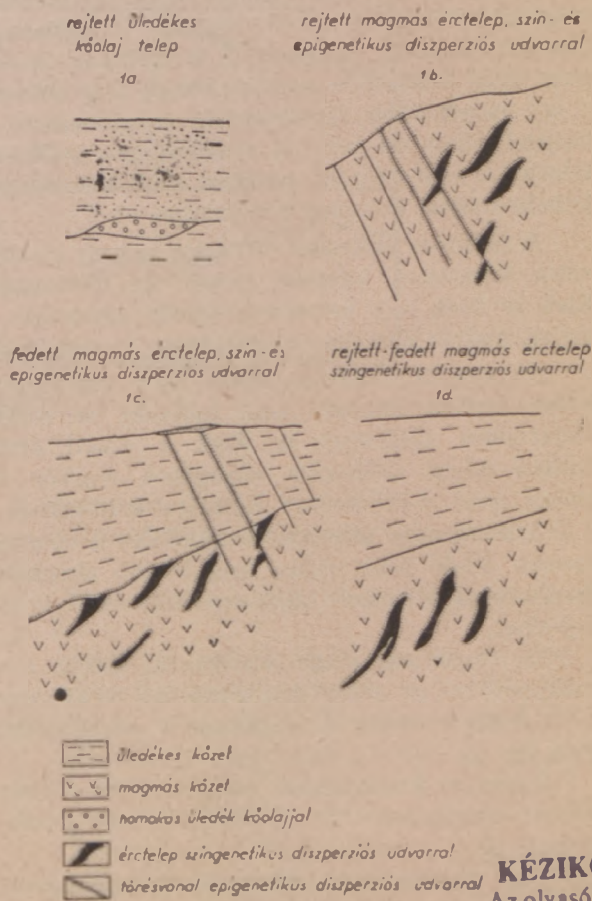
Számunkra tehát a főkérdés az, hogyan lehetséges a nagyobb mélységbeli rejtett és fedett telepek geokémiai felkutatása a legjobb hatásfokkal. A geokémiai nyersanyagkutatásnak a kezdeti adatgyűjtő leíró szakasza után most már a tapasztalati ismereteknek a hatásfokát javító, összefoglaló, oknyomozó feldolgozása is sorra kerül. Ennek összefoglaló irodalma még csekély, az ilyen irányú kísérletek különösen időszerűek.

A geokémiai érckutatás a Vernadskij és Ferszman által először körülírt *geokémiai provincia* elvén alapul, amely szerint egy adott elem-társulásnak nagyobb koncentrációja körül — pl. az érctelepek körzetében — ezek az elemek a környező szilárd és laza kőzetekben, talajokban, növényekben, vizekben is kissé feldúsult övezetet, dúsulási aureolát, *diszperziós udvar*t alkotnak. A diszperziós udvarok nyomelemeinek érzékeny eljárásokkal való kimutatása érctelepek közelségére utalhat.

A geokémiai érckutatás tehát elsősorban migrációs jelenségeken alapul. Ez hozza létre a diszperziós udvarokat, amelyek segítségével a rejtett és fedett telepek geokémiai felkutatathatók.

Rejtettnek nevezzük azokat a mélyben fekvő telepeket (1/a és 1/b ábra), amelyek képződése is a mélyben hipogén módon történt (pl. a kőolaj és a legtöbb magmás érctelep), illetve képződésükkel szoros kapcsolatban azonnal megindult fokozatos mélybesüllyedésük (pl. sok üledékes érctelep). Viszont *fedett* a fiatalabb, üledékes képződményekkel eltakart idősebb kőzetben keletkezett és részben lepusztult, kiékülő telep (1/c. ábra). Gyakran a rejtett telep egyben fedett is (1/d. ábra).

A telepek körül a diszperziós udvar részben



1. ábra

KÉZIKÖNYV
Az olvasóterem
vihat

elsődlegesen, szingenetikusan, részben másodlagosan, epigenetikusan keletkezik. A *szingenetikus diszperziós udvar*, tulajdonképpen az ércetest elmosódott határa és többnyire mindössze néhány dm-es, illetve laza kőzetben néhány m-es vastagságú. Az *epigenetikus diszperziós udvar* főleg lazább kőzetekben jelentkezik, pl a maradék üledékekben (eluvium), a lejtőtörmelékben (deluvium), törmelékkúpokban (proluvium) és a folyóvölgyek laza üledékeiben (alluvium). Az epigenetikus diszperziós udvar tehát többnyire szárazföldi üledékes kőzet az ércetest körül. Ennek kiterjedése többszáz m, sőt tektonikus vonalak mentén akár több km-es lehet.

Így főleg üledékes kőzetekben és tektonikai vonalak mentén a diszperziós udvar viszonylag nagy távolságból is felszínre bukkanhat, lehetővé téve a rejtett és fedett telepek felkutatását. (A geokémiai ércutatás szempontjából különösen fontos a közethasadékokban, vetőkben, általában tektonikai vonalakon az oldatok fel- és leszállási mechanizmusa. Ez alaposabb tanulmányozást igényel, amire természetes és mesterséges modellek vizsgálata izotópos eljárással különösen alkalmasnak látszik).

A *kőolaj telepek diszperziós udvarának* túlnyomóan egyszerűbb, kb. függőleges migrációval számoló (1 a. ábra) geokémiai kutatását a legutolsó évekig túlnyomóan az expedíciós technikára berendezkedett geofizikusok végezték. Viszont az *érctelepeknek* a terület földtani-geokémiai jellegei által sokoldalúan befolyásolt bonyolult felépítésű diszperziós udvarai (1 c. ábra) részletes geokémiai-geológiai értelmező munkát igényelnek.

Az *érctelep oxidációs öve* a felszínközeli érctelepek epigenetikus diszperziós udvarának magjaként tekinthető. Ebben felülről lefelé rendszerint megkülönböztethető: 1. a limonitos v. téglaréces (limonit+kuprit) „vaskalap”, 2. a szulfidok oxidációja által keletkezett szulfát ionnak alig oldható s így mindinkább felhalmozódó csapadékával, a barittal jellemzett szint, 3. a másodlagos szulfidok szintje, 4. nemesfémek esetében azok másodlagos felhalmozódási (cementációs) szintje.

A szulfidos ércetek oxidációs övének a szilikátos kőzeteken kifejlődő *talajréteg* felel meg. Ezek az övek is a mérsékelt égövön vékonyak, a meleg, nedves klímában többszörösen vastagabbak.

Az ércelőfordulások körüli igazi diszperziós udvar mellett léteznek nem indikáló, de mégis ércartalmú *áluvarok* is. Ezek a közeli érces mállási kéreg szélhordta anyagából, máskor az ember ipari működésének hatására keletkeznek.

A diszperziós udvarokból kiindulva a völgyek mentén lefelé túlnyomóan még kisebb elemkoncentrációval jellemzett ún. *diszperziós patak* is kifejlődhet.

Ez fokozatosan megy át a dúsulás nélküli *normál mezőbe*, az „alap”-ba, amelyben a kérdéses elem koncentrációja a világtágtól gyakorlatilag nem tér el.

Ilymódon koncentráció szempontjából a geokémiai kutatás számára 4 területi kategória különíthető el:

1. az ércartomány a nagy koncentrációjú tulajdonképpeni ércetekkel,

2. a diszperziós udvar a felszínközeli érctelepeknek az oxidációs öveivel,

3. a diszperziós patak,

4. az átlagos koncentrációjú normál mező.

A geokémiai ércutatás alapja tehát az elemek átlagértékeinek (*clarkejainak*) ismerete a különböző kőzetfajtákban, ércekben, azoknak telepeiben. Ezek eloszlásának a kutatás szempontjából is alapvető egyik törvényszerűségét Goldschmidt adatai alapján az 1955-ben megjelent magyar „Geokémia” mutatta ki. Eszerint az elemek koncentrációja folyamatosan (interpolálhatóan) változik a geofázisoknak a csökkenő hőmérséklet és nyomás függvénye szerinti természetes sorrendjében. Másszóval: a geofázisok egymásutánjában az ércesedések rendszerint nem hirtelen ugrásszerűen lépnek fel, hanem lassú fokozatos, előzetes dúsulás után. Van tehát (már a szingenetikus diszperziós udvarokat jóval megelőzően) a kőzetképződés nagy természetes sorozatában az ércesedést bevezető fokozatos elemkoncentrálódások, utána pedig fokozatos elemszóródások, koncentrációcsökkenések következnek („*fokozatos ércesedés elve*”).

Az *elemek természetes eloszlása* a különböző geofázisokra megállapított átlagos koncentráció értékeinek változása szerint a kémiai elemek 8 fő típusa különböztethető meg (2. ábra). E 8 fő típus az elemek Goldschmidt féle 4 geokémiai osztálya finomabb részletezését képviseli s így az általa bevezetett elnevezések továbbfejlesztésével jelölhető meg.

A 8 csoport sorrendje a koncentráció maximumának helyzete szerint a következő:

1. sziderofil elemek: koncentráció-maximum a meteoritvas fázisban, mellék-maximum a hidrotermálisban,

2–3. szulfo- és oxikalkofil elemek: koncentráció-maximum a troilit és a hidrotermális fázisban.

4. átmeneti elemek: sokszor elmosódott maximum az ultrabázitok táján,

5. szoros értelemben litofil elemek: maximum az ultrabázitok-aciditok, vagy alkálitok fázisában,

6. pegmatofil elemek: maximum a legsavanyúbb magmás, illetve pegmatitos fázisban,

7–8. a szedimentofil és atmotofil elemek: maximum a magmás fázisokon túl valamelyik üledékes geofázisban.*

Ugyanazon típusba tartozó elemek koncentráció értékei a különböző geofázisokban a koncentráció abszolút értékétől függetlenül rendszerint meglehetősen hasonló arányban, egymással kb. párhuzamosan változnak. Ha ismerjük az elem $\%$ -os

*Az újabb geokémiai ércutatási művekben gyakran alkalmazzák az elemek minőségét jelölő műszaki csoportneveit (pl. könnyű fémek, színes fémek, fekete fémek) összekeverve a természeti előfordulások mennyiségére, ill. módjára vonatkozó elnevezésekkel (ritka elem, szórt elem). E fogalmak nincsenek egyértelműen tudományosan meghatározva, ezért a különböző szerzők nem is ugyanazokat az elemeket értik alattuk. Szmirnov (1957) pl. fekete fémeknek nevezi a Fe, Mn, Cr, Ti-t, Kreuter (1960) viszont idesorolja a Szmirnovnál részben színes, részben ritka elemként felsorolt Ni, Co, W, Mo, V-t.



2. ábra

mennyiségét egyetlen tetszőleges magmás geofázisban, úgy a görbék (2. ábra) alapján a többiét is hozzávetőlegesen meghatározhatjuk.

A telepeket geokémiailag gyakran nem a tulajdonképpeni hasznosítható elemei, hanem valamely analitikailag könnyebben kimutatható, v. távolabbra migráló más, ún. indikátor elem alapján kutatjuk. Az eloszlási görbék (2. ábra) relatív értékeiből közvetlenül levezethetők a fő közetcsaládok jellemző *elemtársulásai* (elemkorrelációi) s így kiválaszthatók a legmegfelelőbb indikátor elemek.

A jellemző *elemtársulások*, illetve indikátor elemek (kiegészítve az üledékes kőzetekével) a következők:

I. Magmásak

Ultrabázitok: (szi, atm, li)* Mg, Fe, Cr, Ni, Pt, Cu

Bázit: (atm, li, szi) Fe, Cu, Mg, Si, Ti, Mn, S, V

Acidit: (li, sze) Si, Na, K, Ca, Mn, P, F, Sr, Ba
Pegmatit, pneumatolit: (pe, li, sze) Th, RF, Zr, Ti, Nb, Ta, U, Li, Be, B (Mo), W, Sn, (Au), F

Kontakt (skarn): (ka, sze) Cu, In, Ge, Ga, B (Ti)

*Rövidítések: szi=sziderofil, ka=kalkofil, li=litofil, atm=átmeneti, pe=pegmatofil, sze=szedimentofil, RF=ritkaföldfémek.

Litofil										Szedimentofil										Atmofil	
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne				
Na	Mg	Al	Si	Átmenet						P	S	Cl	Ar								
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr				
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	J	Xe				
Cs	Ba	Rf	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn				
Fr	Ra	Ac	Pegmatofil				Sziderofil				Oxikalkofil				Szulfokalkofil						

2b. ábra

Hidrotermalit: (ka, sze) Zn, Pb, Cd, Ga, Ge, In, Ag, Au, As, Te, Se, Hg, Sb (S)

II. Üledékesek

Rezisztit (nagy ionpotenciálú 4 értékű, pe, li) Si, Zr, Th

„Szenes” agyag: Al, C, Cu, Mo, W, Cr, U, Ra

Édesvízi agyag: Al, Ga, Cr

Tengeri agyag: Al, B, Li

Fe-oxiditek: Fe, As, Mo (In), W, Ga, Ge, Nb, Te

Mn-oxiditek: Mn, Co, Bi, W, Li (Pb)

Mészkö (2 értékű karbonátalkotók): Ca, Sr, Be, Mn

E felsorolásból is látható, hogy a fémek kutatásában gyakran anionokat használunk, pl. az aranyércesedést a szelén és telur, a skarn képződményeket a bór, a hidrotermális ércesedést pedig többek közt kova, karbonátásványok is indikálják.

A viszonylag könnyen kimutatható és távolra migráló higany és bárium sokféle érctelep indikátora lehet. Minthogy a sziderites ércformációt gyakran ólom és cink kíséri, a Pb és Zn vasérc-indikátorokként is szerepelhetnek.

A víznek $SO_4:Cl$ aránya adott klimatikus viszonyok közt nagyjából állandó. Szulfidos érctelepek közelében azonban az SO_4 mennyisége növekedik, így az $SO_4:Cl$ arány a szulfidos érctelepek érzékeny indikátora.

Lényeges a geokémiai kutatás határfoka szempontjából az adott területnek legmegfelelőbb módszerek kiválasztása. A különböző módszerek tulajdonképpen egy-egy speciális diszperziós udvart (aureolát) jeleznek. Így beszélhetünk mikromineralógiai, szilárd és laza kőzet-, talaj-, növény-, víz nyomelemes (geokémiai) stb. aureolákról.

I. A geokémiai ércutatás általában komplex módon történik s azt minden esetben előzetes földtani, különösen ércföldtani jellegű tájékozódás vezesse be. Az 1 b., 1/c sz. ábrák világosan szemléltetik, hogy a diszperziós udvarok kifejlődésére különösen alkalmas a tektonikai vonalak és a bazális üledéksorok (a transzgressziós jellegű bazális kavicsok-konglomerátok) ill. az ingressziós jellegű eróziós hézagok üledékváltozási szintjei adhatnak

értékes kiindulási adatokat. Már a hagyományos ércutatás is megkülönböztetett figyelemben részesítette elsősorban a magmás, de más területek elbomlási öveit is, a kifakulással, agyagásványosodással, szericitesedéssel, zöldkővesedéssel-propilitosodással, epidotosodással, karbonátosodással, kovásodással és piritesedéssel jellemzett területeket, továbbá a magmás kontaktusok környékét. Általában tehát az ásványi nyersanyagok, illetve azok diszperziós udvarai főképpen a képződmény határokon fejlődnek ki.

II. A geokémiai ércutatás sem nélkülözheti a mikromineralógiai („schlich”) eljárást. Ez különösen az ellenálló ércanyagú telepek (wolframitos és a kassziterites ércesedés) kimutatásánál döntő.

III. A tulajdonképpeni metallometriai geokémiai vizsgálat különböző módszereit a terület fedettsége szerint választjuk ki.

A be nem nőtt (fél)sivatagos területen a szilárd és laza kőzeteknek metallometriája magában, illetve a schlich eljárással kiegészítve többnyire eredményes. A laza kőzetek másodlagos diszperziós udvarait legkönnyebben a kiszáradt patakokban, kisebb völgszűkületekben, útbevágásokban lehet felismerni.

A növényzettel erősen benőtt és laza kőzetű területeken a határozott hálózat mentén vett próbák talajgeokémiai vizsgálata kapcsolva a biogeokémiai és geobotanikai módszerekkel ajánlható. E módszerek határfokáról első tájékozódást a víz kapilláris emelkedése, magassága szolgálhat. A kapilláris emelkedési távolság durva homokban kb. 2–3 cm, finomabb homokban 12–25 cm, aleuritokban max. 350 cm, durva agyagokban max. 650 cm, a finomabb agyagokban pedig 25–120 m.

A talajgeokémiai minták optimális mélységét félsivatagi területeken 15–30, podzol területeken 20–40, nedves klímájú területeken többnyire 60–120 cm-re becsülik. Viszont a W és Mo-kutatáshoz az organikus anyagban gazdag mintákra és ezért lehetőleg kisebb mélységből származó próbákra van szükség. Leginkább a 0,1 mm-nél finomabb szemnagyságú geokémiai vizsgálat mutatkozott eredményesnek, mert az agyagos elegyrészek a nyomelemek jelentékeny részét adszorbeálják. A

Zn, Cu, Mo a talajból erősen kioldódhat nedves klímában, ezek kutatására a talajgeokémiai vizsgálat kevésbé alkalmas.

A növényi hamu metallometriája (a *biogeokémiai módszer*) hatékonyságát tundra területeken 2,5 m-re, a mérsékelt tülevelű erdők területén 5–10 m-re, a sztyep területeken 10–20 m-re teszik. 60 m-nél nagyobb mélységű telepek kutatása a biokémiai módszerrel aligha eredményes. E módszer hatékonysága egyébként valószínűleg függ az ércfajtától is. Vinogradov és munkatársai a Mo-ra 3, az As-ra 10, a Cr, Co, Ni, Zn-re 30, a Cu-ra 50 m maximális hatékonyságot tételeznek fel.

A *geobotanikai módszer* egyes kémiai elemekre jellemző növényfajok kimutatásán alapul. A borsó a bór, a Gypsophila patrinii a réz, az Astragalus a szelén, a Digitalis purpurea a mangán felhalmozódását jelzi. A kovandok, szulfidos ércek nagyobb koncentrációja a növényfaj kipusztulását, kopárságot eredményez.

Ennek az eljárásnak újabban egy alfaja a *bakterológiai módszer* van kialakulóban. Ez főleg a thiobaktérium kimutatásán alapul, amely a szulfidércek oxidációs övében szaporodik el.

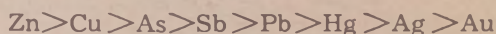
Nagy határfokúak és igen érzékenyek a sugárzó anyagok mérésén alapuló *radiometriás* eljárások, amelyek a radioaktív elemeken kívül pl. vanádium telepeket is indikálhatnak. Ez a hazánkban is már évtizedes múltú eljárás itt bővebb ismeretést nem igényel.

Ha az üledékes takaró 15 m-nél vastagabb, úgy a *hidrokémiai módszer*, a vizek metallometriája nyer különös jelentőséget. Ezt a vizekben levő nyomelemeknek az ioncserélő gyantákkal való előzetes összegyűjtésével igyekeznek eredményesebbé tenni.

A természetes vizekben a nehézfém ionok mennyisége nyílt vízfolyásokban 10^{-6} g/l (azaz 10^{-3} vagy 0.001 mg/l) nagyságrendű a Mo, Cr, Ni, Ag, Pb esetében, 10^{-5} g/l a Cu, 10^{-4} g/l nagyságrendű a Zn esetében. Az érctelepek körül a Cr, Ni és Pb 10^{-3} g/l-re, a Mo és Ag 10^{-4} -re, a Cu és Zn mennyisége pedig $6-8 \cdot 10^{-4}$ g/l-re emelkedik (3. ábra).

A természetes vizekben leginkább század vagy ezred mg/l mennyiségben található elemek (Zn, Cu, Ti, Cr, Mn, Ni és Pb) migrációs távolságát többnyire kb 500–1200 m-re, a ritkábban kimutatható ezred és tízezd mg/l mennyiségben találhatóakat (Ag, Sn, As, Sc, Co, Be, Ba, Zr és P) 300–500 m-re teszik.

A vízi migráció távolságának csökkenő sorrendjét az előbbi adatokkal nagyjából összhangban kb. a következőnek tekintik:



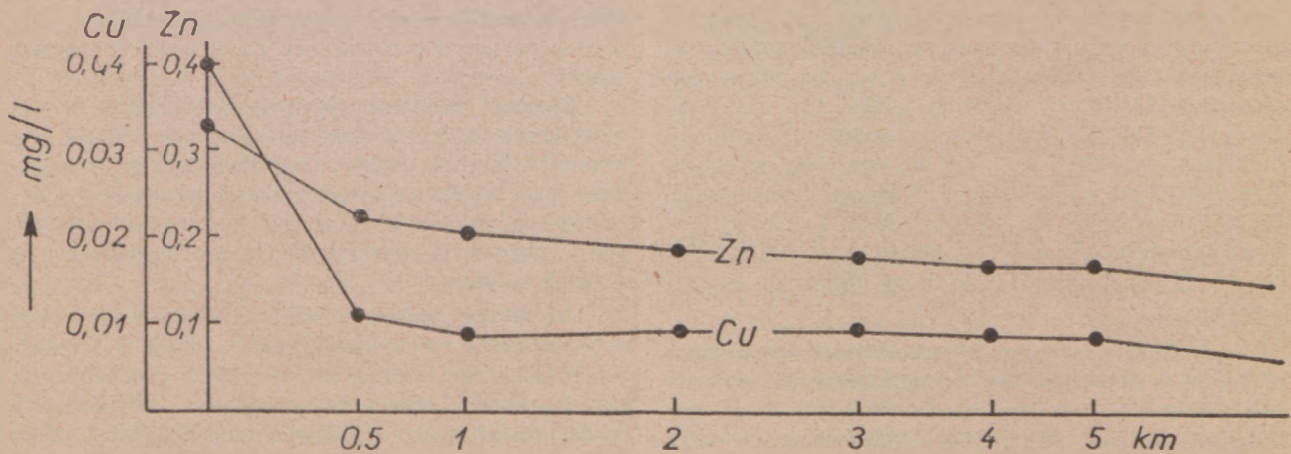
A felsorolt adatok alapján feltehető, hogy a természetes vizek fémiontartalmát elsősorban a környező kőzet fémtartalma és a fémek sói oldhatósága határozza meg. Döntő a szulfidos érctestek oxidációjából keletkező szulfátok oldhatósága.

Oldhatóság (g/l)

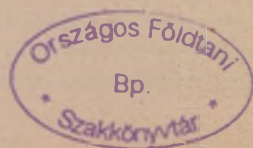
	Szulfát	Klorid	Karbonát
Zn	544	—	366
Cu	207	—	—
Ni	28	—	—
Ag	7,9	0,0015	0,032
Cd	2,09	—	—
Pb	0,042	—	—

Valóban a szulfátos oldhatósági sorrend nagyjából egyezik a migrációs távolság, ill. természetes vizekben található átlagos fémion mennyiségek sorrendjével, noha a természetes iontartalmú vizek szulfátjainak oldhatósága közt 6–7 nagyságrendi különbség van (4. ábra). A sorrendben helyet cserél az Ag és Pb, feltehetőleg azért, mert a Pb átlagos kéregbeli clarke-értéke (15 g/l) 150-szer nagyobb az Ag-nál.

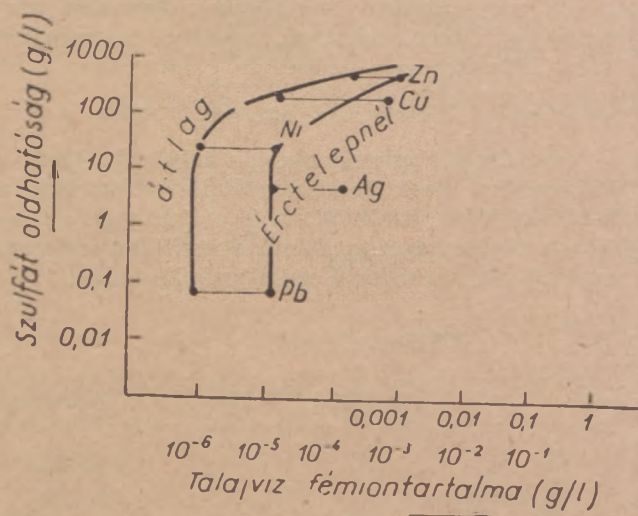
A szulfidos érctelepek által szolgáltatott ionok hatása 1–2 km-es távolságig mutatható ki, a vizek átlagosnál nagyobb iontartalma által. A vizek nagy területeken észlelhető, túlnyomóan sokkal ki-



3. ábra



sebb, de változó iontartalmát viszont főleg a lepusztuló kőzetek nyomelem tartalma szolgáltatja. Itt is döntő tényező az oldhatóság, de itt már igen sokféle oldhatóság veendő tekintetbe. Általában desztillált vízben jól oldódnak az egyértékű ionok, különösen az alkáli elemek sói, oldódnak a kétér-



4 ábra

tékű ionok, alkáliföldfémek és néhány nehézfém ion pl. az előbbi táblázatban részben számszerűen is szereplő Zn, Cu, Mn, Ni, Co, Fe haloidjai, szulfátjai és az Ag szulfátja. Nehezen oldódnak az alkáliföldfémek, továbbá az Ag és Zn karbonátjai, az Sr szulfátjai, az SiO_2 . Igen nehezen oldható a Pb karbonátja, a Ca, Mg és Zn szilikátjai, a Cu bázisos karbonátja, a Ba szulfátja. Gyakorlatilag alig oldhatók különösen a 3 értékű nehéz fémek, a Fe^3 , Mn^3 , Ti^3 és Co^3 hidroxidja, noha ezek kolloid ill. abszorbeált ionjai igen messzire szállíthatnak.

Ez a felsorolás mutatja, hogy a vegyérték és az ionrádiusz hányadosa, az ionpotenciál, amelyet Goldschmidt az oldhatóság kifejezésére alkalmazott, csak nagyon sommás értéknek tekinthető e szempontból és inkább csak az oldatból való kiválás típusát jellemzi. Szerinte a kis ionpotenciálú elemek (alkálifémek, továbbá a Mn^2 , Cu^2 , Ni^2 , Fe^2 , Cu^+ , Zn^2 , Cd^2 , In^3 , Bi^3) viszonylag jól oldódnak, ill. oldatban maradnak és főleg bázisos vagy semleges sók alakjában válnak ki. A közepes ionpotenciálúak (Be^2 , Al^3 , Sc^3 , Ti^4 , Zr^4 , Cr^3 , Mn^3 , Fe^3) hidroxidként válnak ki. A nagy ionpotenciálúak (B^3 , C^4 , Si^4 , N^5 , P^5 , S^6 , Mo^6) komplex ionként oldódnak és válnak ki.

Az oldhatóság meghatározásához azonban nem elegendő a kérdéses ion tekintetbevétele, mert a vegyületet alkotó partner ionpotenciálja is épp így hatással van az oldhatóságra. Többek közt ezért vezettük be az oldhatóság, a komplex anionpotenciál és a vegyületpotenciál fogalmát. Utóbbi a vegyületet alkotó ionok ionpotenciáljainak súlyozott középértékét jelenti. Közelítőleg érvényes, hogy mennél kisebb valamely fém ásványainak vegyületpotenciálja — beleértve a málláskor keletkező víztartalmú ásványokat is — annál oldha-

több a kérdéses vegyület, annál könnyebben oldatba kerül annak fémes ionja. A Zn, Cu és Ni említett, viszonylag nagy természetes oldhatósága elsősorban ezek szulfátjainak 5, illetve 7 mol. kristályvíztartalmú, kispotenciálú, könnyen oldható vegyületeire vezethetők vissza. Hasonlóképpen a CaCO_3 a természetben gyakorlatilag kevésbé oldható az MgCO_3 -nál. (noha híg savakban való oldhatóságuk viszonya fordított!) mert az MgCO_3 -nak vannak viszonylag könnyen oldható sói (nesquehonit és a lansfordit), viszont a CaCO_3 -nak ilyen vegyületei nincsenek. Ezért a molluszka-, foraminifera- stb. héjak uralkodóan CaCO_3 -ból és nem dolomitból vagy magnezitből állanak.

Végeredményben az oldhatóság elsősorban térrács kérdés, az oldhatóságot az határozza meg, hogy az adott pt viszonyokon milyen vegyületpotenciálú ásványai kristályosodhatnak ki, milyen térrácsok léteznek.

A természetes vizek fémion tartalma azonban az oldhatóságon és a környező kőzet fémkoncentrációján kívül, függ az oldat savanyúságától, a klímától, a próbavétel időpontjától, és a kőzetek porozitásától is.

E tényezőkkel kapcsolatban a következőket kell tudni. Általában a fémek szulfidjai savanyú vízben oldódnak, lúgos vizekben kicsapódnak. Részben ezért is növekedik a szulfidok oxidációjával megsavanyodó vizekben az érctelep körül a Pb mennyisége 10^{-2} a Cu és Zn 10^{-1} g/l nagyságrendűvé. Az 5. ábra mutatja egy szibériai terület talajvizeinek Zn, Cu és Pb tartalmát a pH függvényében.

Az évszak szerinti változás különösen erős a nedves trópusokon. Itt a természetes vizek fémion tartalma hosszú esőzés idején csekély, a talajvízszint emelkedik, az érctestek oxidációja csökken. Száraz időszakban a fémkoncentráció nagy, mert a talajvíz süllyedésének hatására az oxidáció erősödik. Azonban lassanként a víz lúgossá válik, a sók kicsapódnak és az agyagásványok azokat adszorbeálják. A nedves időszak elején tehát a talajvíz már felhígul.

A fémionokat, illetve az érctelep tartalmazó kőzetek porozitásának növekedése az oldódást elősegítik és így a természetes vizek koncentrációját növeli.

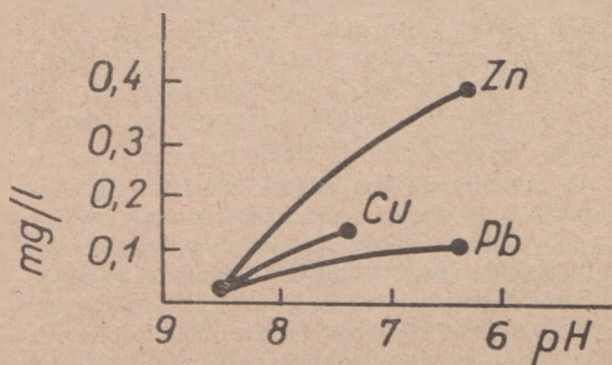
Mindezt tekintetbe véve az oldott ionok mennyiségének kérdése igen bonyolultnak látszik. Az ionnak a folyóvíz szilárd maradékában és az anyakőzetben található koncentrációi hányadosa (Pernelman migrációs koeficiense) jó képet ad a mállási viszonyokról és az egyes elemek oldódásáról az adott területen.

Az eddigi észleletek alapján megkísérelhetjük a természetes vizek kémizmusát elvileg is levezetni. Ehhez a geokémiai és geomorfológiai tényezők együttes tekintetbevétele szükséges. Ily módon egy adott ionfajtának a folyóvízben, ill. talajvízben oldott mennyiségére (p) a következő gyakorlati ki- próbálásra javasolható közelítő összefüggést tételhetjük fel:

$$p = \frac{E \cdot c \cdot k}{M - P} - a$$

ahol E a vízgyűjtő terület lineáris lepusztulási

(eróziós) sebessége a kérdéses évszakban, M a vízgyűjtő terület csapadékmennyisége, P a terület párolgási értéke, c az ion átlag-koncentrációjának



5 ábra

(clarke-értékének) súlyozott középértéke a terület közetfajtáira, k az ion oldhatósága az adott körülmények (pH és oldott társak) közt, a pedig a környező, különösen agyagos közetek ionmegkötő (adszorbeáló, ill. kiszűrő) hatása.

Ez értékek közül az erózió sebességét (E) folyóvízre az adott folyó által oldva, lebegve és görgetve szállított összes hordalék mennyiségéből és a lehordási terület nagyságából számított lineáris lehordási sebesség adja meg. Viszont talajvízre a lejtőtörmelékeket is tekintetbe vevő areális lepusztulási sebességgel kell számítani. Az E érték a Föld átlagára és számos tájegységére ismeretes. Függetlenül a közet minőségén és a csapadék mennyiségén kívül főleg a geomorfológiai relieftől és így bizonyos mértékig adott területre és évszakra becsülhető.

A csapadék M és párolgási értékek P többnyire jól ismertek.

A clarke-értékekről (c) a 2. ábra kapcsán volt már szó, az a értékről pedig a következőkben szövelünk.

Legnehezebbnek látszik az oldhatóság fogalma gyakorlati jelentésének (k) meghatározása a különböző ionfajták esetében. Itt a kísérő főanionoknak (leggyakrabban a HCO_3^- , SO_4^{2-} és Cl^- -nek) megfelelő maximális oldhatóság a döntő és az iondiszperz és kolloid oldódás együttesen veendő tekintetbe. Említettük, hogy a kalkofil és sziderofil elemekre a szulfidos értelepek területén elsősorban a szulfátos oldhatóság veendő tekintetbe. Az alkáli fémekhez leginkább a kloridos, a közepes ionpotenciálú 2 értékű — főleg alkáliföldfémekre — a karbonátos, a nagy ionpotenciálú 3 értékű kationokra a hidroxidos oldhatóság látszik döntőnek. A k értékbe kell belefoglalni a pH és az oldott társak hatását is. Első közelítésként k értéként talán a kérdéses elem legoldhatóbb ásványának vegyületpotenciálját (de semmiképp sem az ionpotenciálját) használhatjuk.

A vízben oldott fémionok mennyiségénél és szállítódási távolságánál is bonyolultabb kérdés a

laza és szilárd közetben található diszperziós udvarok és patakok méreteinek problémája. A diszperziós udvar méretei ugyancsak függenek az oldhatóságtól, a klímától és főleg a közetporozitástól, A kimutathatóság alatt a spektográfiai analitikai kimutathatóságot értik, ami azonban tudvalevően a használt spektográfiai módszertől is nagymértékben függ. Elvileg feltételezték, hogy az érc-tartalom a mellékközetben egyébként azonos körülmények között a távolság növekedésével logaritmusan csökken.

A diszperziós udvarok vertikális és laterális méreteit a rendelkezésre álló adatok alapján igen sematikusan és meglehetősen kérdéses pontossággal, a Ginsburgnál közölt adatok alapján a következő táblázat tünteti fel m-ekben kifejezve:

	Vertikális szilárd kőzetben	Laterális porózus agyagpalában	Átlagban mészkőben
Cu	100	240	12 (1—2)
Ag	190	—	110 (1—2)
Zn	225 (80)	500	45 30
Hg	—	—	300 —
Pb	65	340	— —
As	190	—	— —
Bi	225	—	— —
Co	30—40	—	— —
Ba	70	360	— —
Rb	—	—	— 15
Li	—	—	— 50
B	—	—	— 20

E táblázatban nem szerepelnek azok a nagyobb távolságok, amelyek pl. a törésvonalak mentén keletkeznek. Ilyen irányokban a 400 m-es diszperziós udvar méret is gyakori. A hegyvidékek lejtős területén pl. az Uralban az ércmigráció távolsága a talajokban 2 km-t is meghaladhat.

A diszperziós udvarok méreteinek e változékonysága a migráció két főtípusának a koncentrációkülönbségeket kiegyenlítő diffúziós áramlási és a szűrési (filtrációs) migráció keveredéséből adódik. Kis pórusméretű közetekben a migráció főleg diffúziós úton történik és ez általában csak néhány m-re korlátozódik. Nagypórusú közetekben mindinkább szerepet kap a filtrációs migráció, aminek hatótávolsága jóval nagyobb, 100 m-es nagyságrendű is lehet. Míg a diffúziós migráció hatása kontinuális, addig az infiltrációs migráció szabálytalanabb elemeloszlást eredményez.

A diszperziós udvarok méreteit az oldhatóság (vegyületpotenciál) mellett az elemek szilárd alakban való megkötődése körülményei is befolyásolják. A megkötődés részben egyszerű filtrációs, kiszűrési jelenség. Erre mutat az, hogy az érces oldatokban a fémionok migrációs távolsága nagymértékben függ a hidratált ionrádiuszoktól. A hidratált ionrádiuszok a térrácsban mért ionrádiuszokból kiszámíthatók az ionpotenciálok segítségével: a hidratált ionrádiusz és a térrácsbeli ionrádiusz különbsége arányos az ionpotenciállal. Ennek alapján azt találtuk, hogy a hidratált ionrádiuszok

hatása a pegmatitos stádiumtól kezdve a hidrotermális folyamatok végéig észlelhető, de a pegmatitosnál nagyobb igazi magmás hőmérsékleten a hidratált ionrádiuszoknak többé nincs szerepe.

A hidratált ionrádiuszok 0,1–10 Å nagyságrendűek. Kísérletek szerint azonban már 500 Å méretű pórusok befolyásolják az oldatok összetételét. Ez arra mutat, hogy a fémek oldatok a közetekben részben már nem iondiszperz alakban vándorolnak, hanem molekularészecskékké, komplex gyökökké összekapcsolódva. A filtráció tehát így fokozatosan a fémionok szilárd vegyületekkénti megkötéséhez, kikristályosodásához vezet a mikro és makropórusokban.

Az elemek megkötődésének további módja, annak más ásványok térrácsaiba való beépítődése, illetve agyagásványok felületén való adszorpciója. Goldschmidt vizsgálatai szerint a *térrácsba építődés*, illetve az izomorf helyettesítés feltétele leggyakrabban az ionsugarak hasonlósága. Így kötik meg a 0,7–0,8 Å ionsugarú Sn, Zn, Cr, Co, Ni, Ti, Sc nyomelemként a magnetitban és a biotitban, valamint Fe Mg-szilikátokban, mert az Fe és Mg ionrádiusza ugyancsak 0,7–0,8 Å. Viszont az 1,3–1,5 Å ionsugarú Pb, Hg, F, Rb, Sr, Ba inkább az alkáliföldpátokban, illetve a muszkovitban található nyomelemként, mert ezek tartalmazznak megfelelő nagy (alkália) ionpozíciókat. Tekintetbe kell venni azonban itt egyrészt az ionos és kovalens, illetve atomos ionsugarak közti különbséget is, másrészt a különböző vegyértékű ionok helyettesítésénél (heterovalens helyettesítés) a kiegyenlítő kettős helyettesítéseket. Részben így jöhetnek létre olyan meglepő megkötődések, mint a galenitnek a bizmut és arzén, a szfaleritnek a gallium felvétele.

Ugyancsak általános, de elméletileg még távolról sem tisztázott jelenség az agyagásványok és az organikus anyagok nehézfém és egyéb *ionszorpciója*. Ez részben a rács felszínén történik kimoshatóan, részben a rácsban szilárdan megkötött, többé már ki nem mosható alakban (kemoszorpció). Ez függ nemcsak az ionfajtajától, de az agyagásvány fajtajától is.

Az adszorpció sorrendje a montmorillonitban: $Pb > Cu > Ca > Ba > Mg > Ag$, míg a kaolinitban: $Hg > Cu > Pb$.

A kicserélhetőség sorrendje általában fordított.

Ilymódon az egyes ionok diffúzió sebessége erősen változik adott agyagos kőzetekben is. Az alkáli-földfémek közt legkisebb a Ba-é, legnagyobb a Mg-é, a Rb, Cr és talán a K-é:

$$Mg < Ca < Sr < Ba < Li < Th, \\ Li < Na < K < Rb < Cs$$

A gáz halmazállapotú anyagok diffúziójára nézve újabban Solohov és Stegena adtak elméleti levezetéseket.

Az üledékes kőzettakaró vastagodásával mindinkább döntővé válik a térképező fúrások anyagának geokémiai feldolgozása és az ezen az alapon végzendő *geokémiai mélytérképezés*. A térképező fúrások magjainak részletes feldolgozásával a vizsgált területről egy vagy több ún. *standard profilt* készítünk az üledékes rétegsor pontos jellemzésére,

amelyből a próbákat rétegváltozásonként legalábbis m-es sűrűséggel vesszük. A próbaként, lehetőleg a mag közepéből kifúrt anyagot használjuk. A standard próbák alapján a rétegsornak érzékeny, újszerű jellemzését adhatjuk. Kimutathatók a lefordási terület változásai, az üledékek édes, csökkenésvízi, vagy tengeri eredete (a tengeri üledékek B-tartalma ui. kb. 1 nagyságrenddel nagyobb az édesvízieknél), továbbá a diszperziós udvarok alapján a különböző értelemek közelsége.

A metallometrikus adatok kiértékelése céljából azokat *geokémiai térképen* ábrázoljuk, amelyeken lehetőleg a földtani térkép-alap és a topográfia (magasság-vonalak) mellett többnyire az egyenlő fémtartalmú pontokat összekötő („*izokoncentrációs*”) görbékét tüntetjük fel, egy elemfajta monometallikusan, vagy többre polimetallikusan. Az ilyen geokémiai térkép használhatósága azonban korlátozott, mert a különböző kőzetfajok egyenlő fémtartalmú pontjai egymással nem mérhetők össze. Így a különféle kőzetek területére kiterjedő térképeken a közzethatároknál nehezen értelmezhető hirtelen változások jelentkeznek. Emellett különösen polimetallikus megoldás esetén az ilyen térkép igen bonyolult görberendszert tüntet fel.

E nehézség csökkentésére az izokoncentrációs görbék helyett a kérdéses kőzet clarke-értékétől egyenlő százalékos mértékben eltérő pontokat összekötő *clarke-izoanomál* görbék feltüntetése ajánlható. Így a térkép görbéi geokémiailag egyenértékűvé válnak és világosan feltüntetik a diszperziós patakokot, diszperziós udvarokat és azoknak a telep felé mutató magjait. Az ilyen elv alapján szerkesztett térkép görbehálózata rendkívüli módon leegyszerűsödik. Kimarad minden olyan görbe, amely a geofázisok elvileg nyilvánvaló normál állapotát tünteti fel és csak a kutatás szempontjából gyakorlatilag is lényeges anomáliák kerülnek ábrázolásra.

E térképszerkesztési elv alkalmazása egyszerűsíti a geokémiai és litológiai fogalmi tisztaságra és céltudatos geo-munkatervezésre nevel. Általában ugyanis a kezdetleges fokon még azonos elnevezésű kőzetfajtáknak homogénebb, *geokémiailag egyértelműen* meghatározott *kőzetfajtákra* különítésére kényszerülünk. Az olyan kőzetelnevezések, mint agyag, homok, bomlott andezit, számos geokémiailag és közzettanilag nem egyenértékű képződményt foglalnak magukba. A geokémiai egyenértékűség határozott ásványos és szemnagysági összetételt jelent. Megkülönböztetendők tehát az erősen és gyengén osztályozott, valamint az osztályozatlan homokok; az osztályozott aleuritok elkülönítendők az azonos mediánú agyagos finom homoktól, illetve homokos agyagtól; a nagy organikus anyag mennyiségű agyagok a közepes és kismennyiségűektől. Mind e kőzetfajták átlagos nyomelem tartalma is különbözhet és így ezek megállapításának szüksége is következik az új térképszerkesztési elvből.

Az ilyen geokémiai térkép az elemek térben és időben különböző sebességű, de állandó vándorlásában az átlaghoz képest különleges, gyakorlatilag jelentős elemkoncentrációk területét és fajtaikat rögzíti. Az ilyen elemkoncentrációk, illetve azok maximumai, az ásványi nyers-

anyagtelepek túlnyomólag a hirtelen változásokkal jellemzett *képződmény-határokon* jelentkeznek. A hasznosítható telepek ui. általában a földkéreg litofil elemeinek szokványos felhalmozódásaitól, a közönséges kőzetektől eltérő szélsőséges elemtársulások, amelyek éppúgy határozott hőmérsékleti, vagy szedimentációs tartományban keletkeznek, mint a közönséges kőzetek. Míg a magmatitokat kb. 1200 és 700 C°, az üledékeket mintegy 0 és 40 C° közötti képződési hőmérséklettel, vagyis a litofil elemek koncentrációs maximumaival jellemezhetjük, addig az ásványi nyersanyagtelepek túlnyomó része a tartományok felett és között a sziderofil, kalkofil és pegmatofil dúsulási maximumokban keletkezik (2. ábra). Pl. az ultrabázit kristályosodás kezdetén, kb. 1200 C° felett kristályosodik a kromit és platinacsoport és különül el likvációsán a nikkel-pirrotin telepek anyaga; a

pegmatitos, pneumatolitos és hidrotermális telepek pedig kb. 650 és 50 C° közti tartományban kristályosodnak. E telepek tehát térbelileg és képződési hőmérséklet szerint is túlnyomóan a főkőzet határokon, illetve azok közelében jelentkeznek: a mélységi magmás tömegek és a mellékkőzet határvidékén a pegmatitos, pneumatolitos és hidrotermális telérövezet, a szubvulkáni érces és kerámiai ásványtelepek a propilites és más módon bomlott határkövekben, az üledékes értelepek pedig főleg a transzgressziós és regressziós határok táján.

Ily módon a megfelelően szerkesztett geokémiai térkép, a részletes földtani felvétellel, illetve a metallogenetikai térképekkel, valamint a standard geokémiai szelvényekkel egybevetve biztos alapját képezheti az ásványi nyersanyagtelepek kutatásának.

A PROGNOZTIKUS KÉSZLETEK MEGHATÁROZÁSA *

Írta: Benkő Ferenc

II. Módszertani kérdések

A) A becslés menete

A cikk első részében utaltam arra, hogy a prognosztikus becslésnek is több szakasza van, s hosszú földtani elemzés és értékelés útján juthatunk el a becslés végső céljához, a terület reménybeliségének számszerű kifejezéséhez. A következőkben a becslési munka menetét fogjuk valamivel részletesebben áttekinteni.

1. A perspektivikus terület lehatárolása és felosztása

a) Előkészítés.

A prognosztikus becslés a megfelelő nyersanyag szempontjából egyáltalában számításba jövő terület kijelölésével kezdődik, ezt viszont természetesen a terület földtani-szerkezeti felépítésére vonatkozó adatgyűjtő, rendszerező és értékelő munka előzi meg; e nélkül nincs mód e feladat valamelyest megbízható megoldására.

Magához a prognózishoz azonban nem mindig elegendő a rendelkezésre álló anyag összefoglalása, hanem bizonyos kiegészítő terepmunka elvégzése is szükséges.

Az adatgyűjtő-értékelő szakaszban vizsgálunk és elemeznünk kell a nyersanyag jelenlétére vagy kifejlődésére utaló közvetlen vagy közvetett utalások, kőzettani bélyegek mellett a telepkepződés szempontjából anyakőzetként számbajöhető képződmények kőzettani, geokémiai jellegét, üledékes területen a mállási, szállítási, felhalmozódási, kőzettválási viszonyokat, ezek fiziko-kémiai folyamatait, a mellékkőzetek kőzettani jellegét, szerkezetét, esetleges elváltozásait, a terület földtani felépítését, szerkezeti-tektonikai viszonyait, egykori

domborzatát, főleg üledékes képződmények esetében az óséhajlati viszonyokat stb.

A nyersanyagkutatás sok tapasztalata alapján ugyanis ezekből lehet bizonyos általános tanulságokat levonni, még ha ez sokszor a prognózis jellegéből kifolyólag aránylag nagy bizonytalansággal jár is.

b) A reménybeli terület kijelölése.

A szorosabb értelemben vett prognosztikus becslés első fázisa a terület kijelölése és lehatárolása, a munka egyik legnehezebb és legnagyobb felelősséggel járó része. Ez először is a becsült nyersanyag keletkezése és megmaradása szempontjából eleve számításba sem jövő, biztosan meddő terület kijelölését jelenti. Ezt a legnagyobb gonddal kell megállapítanunk, mert ezt a területet a továbbiakban véglegesen, de legalábbis hosszú időre kirekesztjük a kutatás köréből.

A megmaradt területen számíthatunk a nyersanyag prognosztikus készletére, s így ezt tartjuk érdemesnek felderítő kutatásra. A terület lehatárolása a földtani felépítés mellett a munka méretarányától is függ: ennek megfelelően vagy az egész terület, vagy annak csak egy része fog a becslésben szerepelni. Arra kell azonban törekednünk, hogy részterület esetén is legyen a teljes reménybeli területet magában foglaló térképi áttekintő anyagunk.

c) A terület felosztása

Az egész reménybeli terület kijelölése után azt részekre kell osztanunk. Ennek az a célja, hogy a rendszerint nagyobb prognosztikus területen ki lehessen jelölni a felderítő kutatásra legalkalmasabb előfordulásokat: rangsorolni lehessen az egyes területrészeket.

Ha a prognózis nemcsak egy nyersanyagra vonatkozik, a területi felosztás alapján különítjük el a különböző nyersanyagok keletkezése és megmaradása szempontjából leginkább reménybeli te-

* Második (befejező) rész. A cikk első része megjelent a *Földtani Kutatás* VI. évf. 1. sz.-ban.