

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE

XLVI. KÖTET 2. FÜZET

**A SZARVASKÓ KÖRNYÉKI
TITÁN-VANÁDIUM-VASÉRCNKUTATÁS
ÚJABB EREDMÉNYEI**

ÍRTA: LENGYEL ENDRE

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
VOL. XLVI. FASC. 2.

**RÉSULTATS RÉCENTS DE LA RECHERCHE DE MINÉRAI
DE TITANE-VANADIUM-FER DES ENVIRONS DE SZARVASKÓ**

Par E. LENGYEL

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗВЕДКИ НА ТИТАНОВО-ВАНАДИЕВО-
ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В ОКРЕСТНОСТИ С. САРВАШКЕ

Э. ЛЕНДЬЕЛ



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1957

Szerkeszti
GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Felelős kiadó: Solt Sándor

	Papíralak: 70×100	Azonossági szám: 40025
Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 11 ³ / ₄ (A/5) + 4 db. mell.	Megrendelve: 1956. IX. 5
Hegedüs Ernő	Ábrák száma: 38	Imprimálva: 1957. II. 9
	Példányszám: 600	Megjelent: 1957. II. 28

Ez a könyv a MNOSZ 5601-54 és 5602-50 A szabványok szerint készült

11914 — Franklin-nyomda, Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős vezető: Vértes Ferenc

A SZARVASKŐ KÖRNYÉKI TITÁN-VANÁDIUM-VASÉRC- KUTATÁS ÚJABB EREDMÉNYEI*

Irta: LENGYEL ENDRE

I. BEVEZETÉS

(A *Ti—V—Fe-érc népgazdasági jelentősége*)

A Bükkhegység hatalmas mészkőfennsíkjától DNy-ra, Szarvaskő környékén, bázisos eruptív tömeg alakult ki a középső-triász mezozoos agyagpala-homokkő összletben. A BÉlapátfalva—Szarvaskő között húzódó eruptív test magmája ÉK—DNy irányú törésrendszer mentén nyomult fel. A vonulat eredetileg hosszabb lehetett, de fiatalabb kéregmozgások az összefüggést megszakították, és a DNy-i szárnyon csak kisebb-nagyobb, széttagolódott tömegei merednek ki szigetként a harmadidőszaki üledéktakaró alól. Minden földtani és kőzettani adat amellet szól, hogy a Bátor, Sirok, Darnó környéki diabáztestek e vonulat lezökkent, különböző szintekben elhelyezkedő tartozékai.

A magmás kőzetek egy része titánvasérc-tartalmú ércperidotit (wehrlit), mely a Vasbányahegyen még az 1860-as évek táján vált ismertté. Az első földtani és kőzetvizsgálati adatok 1867-ből származnak róla (3).

Közel 100 év leforgása alatt többször felszínre került a szarvaskői wehrlitkérdés. Vegyi és kohászati célokra már több tonna anyagot elszállítottak hazai és külföldi kísérletek számára.

Az először elméleti alapon becsült, több millió tonnás érckészlet nagyságrendje, későbbi mélyfúrások alapján jelentékenyen kevesebbnek bizonyult. Ez a lecsökkent mennyiség nem indokolta különleges feldolgozó nagyüzem felállítását.

1936-ban újult erővel megindult a wehrlit kohósításának és a *Fe* és *Ti* kinyerésének kísérlete. Irodalmi adatokból ismeretes, hogy külföldön nemcsak a wehrlit, hanem a vele genetikailag összefüggő és hozzá vegyileg közelálló ultrabázitokat már évtizedek óta feldolgozzák. A dústítás és kohósítás problémája hazai viszonylatban is közelebb jutott a sikeres megoldáshoz. Nagyüzemi berendezés felállítását mindeztől főleg a rendelkezésre álló készlet csekély nagyságrendje akadályozta meg.

* A föld- és ásványtani tudományok kandidátusa-fokozat elnyerésére benyújtott és 1956 május 3-án a Tudományos Minősítő Bizottság előtt nyilvános vitában megvédett kandidátusi értekezés.

A *Ti*- és *V*-ércek fokozódó gyakorlati jelentősége újra a hazai ultrabázitok felé terelte a tudományos és gazdasági érdeklődést. Fontossá vált annak megállapítása, hogy a szarvaskői eruptív területen előfordul-e még a vasbányahegyi wehrliiten kívül másol is feldolgozásra alkalmas ultrabázittömeg.

A M. Áll. Földtani Intézet igazgatósága ezért 1953—54. évi munkatervébe iktatta a fenti eruptív terület részletesebb földtani felvételét és kőzettani vizsgálatát.

A kutatómunkálatok során megállapítottuk, hogy az ultrabázisos kőzettömegek az eruptív terület más részein is megtalálhatók. Főleg az Újhatárvölgy és Siroki-lápa mentén sikerült feltárni robbantásokkal és mélyfúrással titán—vanádium—vasérc-tartalmú magmás elkülönüléseket. A szarvaskői eruptív területre vonatkozó eddigi földtani adatok összefoglalását és az újabb kutatások eredményeinek közlését két körülmény teszi szükségessé és időszerűvé. A *Ti*- és *V*-tartalmú vasérc az ipari tervezés előterébe került, és az újabb földtani kutatások alapot adnak nagyobb ultrabázitkészlet feltárására.

1953—54 folyamán az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földmágneses méréseket végzett több mint 30 km²-nyi területen KOMÁROMY I. vezetésével. 1954—55. évben négy, 100 m körüli mélyfúrással segített tisztázni a gyakorlatilag fontosabbnak ígérkező hegységgrézsek földtan-kőzettani felépítését. Az együttműködés több kérdés megoldását tette lehetővé, s mind tudományos, mind gyakorlati szempontból gyümölcsözőnek bizonyult.

Az eruptív terület térképezését és kőzettani vizsgálatait LENGYEL E. végezte el. 1953-ban a kutatómunkálatokban HALMOS J. technikus is segédkezett.

A feltáró műveletekben támogatást nyújtott a szarvaskői Kőbányavállalat üzemvezetője, MAJOROS I., robbantóeszközök, anyagok és munkaerő rendelkezésre bocsátásával.

A vegyi elemzések egy része a Földtani Intézetben készült el. Elemzők CSAJÁGHY G. irányításával TOLNAY V. és BARABÁS L.-NÉ voltak. A Vasipari Kutató Intézet 7 új vegyelemzéssel tette teljessé a sorozatot. VÉCSEY B. és VINYOVSKY L. az együtt begyűjtött ércanyagból eredményes dúsítást is végzett HOLLÓ T.-NÉ közreműködésével. Üzemi dúsítás céljára az Újhatárvölgyben több tonna anyagot termeltettek ki, és állandó érdeklődésükkel, eredményeik közlésével az ultrabázisos kőzettömegek vegyi összetételének megállapításában és kiértékelésében is segédkezett nyújtottak.

A szarvaskői érces kőzetek nyomelemvizsgálatait FÖLDVÁRI A.-NÉ, a DTA-vizsgálatokat KOBLENCZ V. végezte el.

A fényképmellékleteket DÖMÖK T. és PELLÉRDY L.-NÉ, a térkép- és rajzmellékleteket a Földtani Intézet térképrajzosztályán SÁGI I. irányításával több rajzoló készítette.

Valamennyi munkatársnak ezúton is hálás köszönetemet fejezem ki.

II. A SZARVASKŐI BÁZISOS ERUPTÍVVONULAT FÖLDTANI HELYZETE ÉS KAPCSOLATAI

A Bükkhegység paleozóos-mezozóos üledékösszletében, Diósgyőr és Szilvásvárads között, triász kori porfirok és porfiritek, valamint porfiritoidok, Szarvaskő környékén, Bélapátfalva—Monosbél és Almárvölgy között, fiatalabb bázisos eruptívumok (diabáz—gabbró—ultrabázit) helyezkednek el.

Ez utóbbi közettömegek 8 km hosszú, összefüggő vonulatban húzódnak ÉÉK—DDNy-i csapásban a Kerekhegytől a Vashányahegyig. Az intrúziós tömeg jelentékeny része a mélyben rekedt, és agyagpala—homokkötakaró alatt szilárdult meg. Legmagasabb csúcsai és gerincei diabázból állnak; gabbró- és ultrabázit csak a középső szakasz palafoslányos tetőin és a mélyebb patakfeltárásokban látott napvilágot. A vonulat DNy-i folytatásában Laposendrén és az Almárvölgy mederfalában találunk még gabbróváltozatokat a felszínen (l. az I. mellékletet).

A legmagasabb tetők — É-on közvetlenül a mészkőfennsík határán — jelzik a magmatömeg erőteljes felnyomulását. E csúcsok anyaga uralkodóan diabáz. Az É-i vonulat legmagasabb pontjai Peskő 956 m, Kerekhegy 790 m, Homonnatető 672 m, Papkő 630 m, Középbérc 597 m. Középen: Tardosbérc 540 m, Magasverő 520 m, Rocska 510 m. D-en: Keselyűbérc 446 m, Magastető 374 m, Vashányahegy 273 m.

Harmadkori (miocén és szarmata) fedőképződmények csak a D-i és DNy-i széleken jelennek meg.

A diabáz és gabbró közötti fokozatos átmenetek azt igazolják, hogy az egész hatalmas eruptív test egyellen, összefüggő magmafelnyomulás eredménye. A palaköpeny alól itt-ott kibukkanó telérjellegű diabázok és nagyobb mélységben megszilárdult, szemcsés szerkezetű gabbródiabázok a központi eruptív test tartozékai.

Kétségtelen jelek vallanak arra, hogy a gabbróidális magma hatalmas ÉK—DNy-i törésvonal-rendszer mentén nyomult fel különböző magasságra. Feltörési útján részekre tagolódott. A legmagasabbra felnyomult magmatömegek a felszínen vagy annak közelében diabázként, a mélyben rekedt, eltérő tömegű magmarészlegek gabbrószerű kőzet-típusként merevedtek meg.

Későbbi kéregmozgások az összefüggő vonulatot eldarabolták,

főleg a D-i végen többszörös vetődéssel a mélybe zökkengették. DNy-i folytatását ma harmadkori képződmények takarója alatt a sirok — darnói diabázfoltokban találjuk meg. *E hosszan elnyúló eruptív területet a lelőhelyek közettani egyezősége, szerkezeti összefüggése és azonos mellékközet-kisérete alapján egyetlen földtani egységbe foglalhatjuk.*

Az eruptív terület kőzeteinek vegyi alkata rokonságot árul el a bódvavölgymenti alkálidús gabbrótömeeggel is, amellyel való genetikai kapcsolatát PANTÓ G. mutatta ki (17).

ELŐZŐ KUTATÁSOK ÁTTEKINTÉSE

A vasbányahegyi ércdús „fekete kő” több mint egy évszázada köti le a kutatók érdeklődését. A nehéz, rozsdakérges kőzetre a község erdőmunkásai figyeltek fel először.

1833-ban ZIPSER (30) ismertette e sajátos anyagot, melyet még ásványnak tekintett s lievritnek nevezett el. A kőzetet elsőként WEHRLE vegyész elemezte meg, és 1838-ban KOBELL róla nevezte el wehrlitnek. 1864-ben FISCHER (30) állapította meg, hogy az anyag nem egynemű, tehát nem ásvány, hanem eddig e hegységben nem ismert kőzet. 1867-ben BÖCKH J. (3) ismerte fel az itteni triáznál fiatalabb diabázokat. 1868-ban, majd 1871—77-ben több tanulmányában SZABÓ J. (24, 25) foglalkozott e kőzettípus jellemzésével, és tanulmányában LENGYEL B. újabb vegyelemzését is közölte.

1910-ben PÁLFY (19) ismertette a szarvaskői „wehrlittömzs” külszíni méretét, a kőzet jellegzetes ásványos összetételét és EMSZT KÁLMÁN újabb elemzései alapján annak vegyi tulajdonságait. Készletbecslést is adott. A vegyi elemzésekből azt a következtetést szűrte le, hogy a TiO_2 magas értéke a kőzetet titánvasércé minősíti. A magnetit nagy jelentőségét az ilmenit mellett ő is kihangsúlyozta.

SCHRÉTER (23) az eruptív tömeg földtani keretét állapította meg az egész Bükkhegységre kiterjedő tanulmányában. ID. NOSZKY a vonulat DNy-i szegélyének kisebb bázisos kitéréseit ismertette átfogó földtani közleményében (15).

VENDL A. 1936 táján több 25—60 m-es mélyfúrás alapján arra a megállapításra jutott, hogy a vasbányahegyi wehrlittömeget agyagpalára települő gabbróintrúzió felső része zárja magába. A fúrások igazolták — a PÁLFY-féle wehrlitlakkolitos felfogással szemben — hogy a wehrlit alatt gabbró jelenik meg, amelynek fekéje — az eruptívtest peremén fedője is — egyaránt szürke agyagpala. Az eruptívtest dőlése Ny—DNy-i, ellipszis alakja 70×30 m tengelyhosszakkal (30).

A megállapítás újabb kutatások alapján is helyesnek bizonyult, azzal a kiegészítéssel, hogy a kőzettest nem ép; eredetileg nagyobb volt, de tömegének jelentékeny része a wehrlit egy részével együtt már lepusztult. A fúrások tehát csak az eruptív tömeg alsó részét tárták fel. Ez adatok alapján a PÁLFY által lényegesen nagyobbra becsült wehrlit-készlet lecsökkent. A megkisebbedett ércvagyon a további gyakorlati

érdeklődésre kiábrándítóan hatott, bár, mint kizárólag „vasérenek” feldolgozására és hasznosítására, éppen ekkor indultak meg — országos pályázat alapján — a kísérletek.

PAPP F. a Vasbányahegy kőzeteit és ásványait korszerű vizsgálat tárgyává tette. Megállapította az ércek kiválási sorrendjét. Figyelemmel kísérte a Denevértaró wehrlit-slírljének érceloszlását. Felismerte a likvidmagmás ércesedésen kívül „aszcondens hidrotermális” ércesedés nyomait is. Szerinte „exomorfkontakt” hatásra keletkezett az agyagpalában a pirit. A vaskapui agyagpalában mangánérc- (pszilomelán) gumókat határozott meg (18).

SZENTPÉTERY Zs. (28) több mint két évtizedes kutatás alapján terjedelmes összefoglalásban tette közzé a Bükkhegységi magmás kőzetek petrográfiai és vegyi vizsgálatából leszűrt eredményeit. Adatainak gazdag tárháza további közetismeréstani és ércgenetikai következtésekre is támpontul szolgált.

Felismerte, hogy „a felfelé nyomuló magma nem egységes tömegben rekedt meg, hanem részekre tagolódott.” Az intrúziómechanizmusnak kőzet- és ércképződéssel összefüggő folyamatáról azonban még nem alkotott tisztult képet. Megállapította, hogy az ásványképző anyagok jelenléte — még közel egyező vegyi összetétel esetén is — femikus szilikátokban eltérő ásványtársaságokat eredményezett. Fontos szerepet tulajdonít a mellékkőzetek anyagi minőségének, mert ez beolvasztás révén változó kőzettípusok kialakulásához vezetett.

Teleptani szempontból helyesen állapította meg, hogy „az eruptív tömegben tapasztalható nagy változatosságot nem gravitációs szétkülönülés idézte elő, hanem a femikus alkotórészek helyi felgyülése”. Abban azonban tévedett, hogy — a régi SORET-felfogás értelmében — az ércdús, bázisos magmarészek a széleken halmozódtak fel. Elismeri ugyan, hogy „a gabbrótömeg belsejében is” talált ilyen feldúsulásokat, de a magmahasadás folyamatát közelebről nem értelmezte. Az eredeti gabbrómagmából képződött kőzetek meglepően gazdag sorozatát tárja elénk. Nem téveszthető azonban szem elől, hogy helyileg sokféle kőzetváltozat alakult ki, s hogy ezek fokozatos átmenetekkel építik ugyan fel az eruptív testet, de a térbelileg elhatárolható és genetikailag indokolt kőzetváltások száma lényegesen kevesebb, és pár vegyileg és kőzettanilag indokolt alaptípusra vezethetők vissza.

SZENTPÉTERY a fontosabb kőzettípusokat részletesen leírta, vegyileg is jellemezte. A differenciáció folyamatát, valamint a monominerális kőzetek peremi kialakulását azonban tévesen magyarázta.

Az eruptívumok vegyi alkata alapján megegyezést talált a Bükkhegység és az Erdélyi Érc-hegység kőzettartománya között, viszont nagyfokú eltérést állapított meg az É-i Bükk préselt, jóval savanyúbb eruptívumaitól.

SZENTPÉTERY főérdeme, hogy adathalmazára révén betekintést nyújtott a bükki magmatitok kemizmusába s ez alapon más hazai területek és külföldi lelőhelyek kőzettani összehasonlítására is alapot teremtett.

VADÁSZ E. (29) a Bükkhegységet a kárpáti szerkezeti egységek közé sorolja s gyúrt-pikkelyes hegységtípusnak minősíti. A D-i szárny karbon—triász üledékösszletében elhelyezkedő bázisos eruptívumokat triász korúnak tartja.

KISVARSÁNYI G. (8) tanulmányában Szarvaskő közvetlen környezetének földtani felépítését korszerű megvilágításban tárja elénk. Ismerteti az eruptív testeket bezáró agyagpala közettani jellegét, a helyenként észlelhető keskeny érintkezési öv csillámos szaruszirtjeit és vörös homokkő-változatait.

Rögzíti a kőzetfajták térfoglalását, a SZÁDECZKY E. által hangsúlyozott oxidációs fok szabályszerű váltakozását, a fontos kőzettípusok ásványos összetételét és jellemző tulajdonságait. Megállapítja a gabbrówehrlittömzs teleptelér-jellegét, s azt a fontos tény, hogy az érceste jó része elpusztult. Részletesen foglalkozik az ércképződés folyamataival, az ércásványok genetikai összefüggésével és paragenézisével. *Ti*- és *V*-tartalom szempontjából a wehrlitet műrevalónak tartja. Feltételezi, hogy a szarvaskői gabbróterület üledékekkel fedett részein a wehrlithez hasonló elkülönülési termékek rejtőzhetnek.

PANTÓ G. és FÖLDVÁRI A-né (17) a bódvavölgyi 110 m-es mélyfúrás 82—98 m-es szakaszán jelentkező durvaszemű gabbrót vizsgálta meg vegyi és ásványtani szempontból. A kőzet legjellemzőbb tulajdonsága, hogy *Na*-ban gazdag, mint a szarvaskői, és a NIGGLI-féle nátron-gabbró magmacsoporthoz áll közel, főleg a beringites-típushoz.

A Kárpátmedence mezozoikumvégi intrúzióinak vegyi alkatából arra a következtetésre jut, hogy a bódvarákói kőzet variációdigramja a szarvaskői és bánási magmához áll legközelebb. QLM-diagramon a bódvavölgyi gabbró vetülete $\frac{3}{4}$ részben fedi a szarvaskőit. Általában az iniciális-szinorogén plutonizmus kárpátmedencebeli tagjainak közeli rokonsága állapítható meg. Különösen a bódvavölgyi és szarvaskői eruptívumok egyezősége szembetűnő. Mindhárom intrúzió (gömörabaúji glaukofanitok, bódvamenti és szarvaskői gabbrók) áttöri az idősebb mezozoikumot, s a kárpáti hegységképződés szinorogén plutonizmusának képviselői.

Nem tartja kizártnak — szarvaskői analógia alapján — titánvasérces magmaelkülönülés lehetőségét sem.

LENGYEL E. az 1953—55. évi térképezés és kutatás földtani, kőzettani és érceleptani eredményeit jelentéseiben foglalta össze (10, 11).

A HAZAI WEHRLIT-FELDOLGOZÁS TÖRTÉNETÉNEK RÖVID ISMERTETÉSE

A Szarvaskő környéki ultrabázitok technológiai feldolgozása és gyakorlati használatba vétele szorosan összefügg az érc minőségi és mennyiségi jellemzőivel.

A vasbányahegyi wehrlitterületen mindeddig nem volt termelés, csupán érckohászati célokra szállított el vagonvételnyi mennyiséget az

ózdi és diósgyőri vaskohó és kísérleti célokra több németországi vasgyár.

Ércdúsítási kísérleteket végzett régebben a csepeli és péti üzemi laboratórium, újabban a Vasipari Kutató Intézet.

Már 1935–40 táján több kísérlet volt a gazdaságos kohósítás megoldására. NAHOCZKY A. (12) hozta nyilvánosságra a Bányászati és Kohászati Lapokban (1940. 4. sz.) az akkoriban meghirdetett pályázat eredményét. Az idevágó vizsgálatok a wehrlitből csak a vas kinyerését célozták, és nem voltak tekintettel a Ti - és V -tartalomra.

A végzett kutatások különböző síkon indultak el, s így nem hoztak kielégítő eredményt. Az 1936. évi VENDL-féle fűrésos kutatások tisztázták a vashányahegyi érctest kiterjedését, tömegét. A csökkent ércvagyon lehűtötte a wehrlit iránti érdeklődést, és a „vaskitermelés” elvesztette jelentőségét.

A dúsítás eredményes megoldása VISNYOVSZKY L-nak sikerült. Menetét a következőkben foglalta össze (33, 34):

1. az érc redukálása fémvasná, hogy mágnessé váljék; 2. 0,4 mm-es szemnagyságra való aprítás; 3. mágneses elkülönítés nedves úton; 4. további dúsítás flotálással.

Megállapítja, hogy a dúsítási termék nem kizárólag vasérc, hanem elsősorban Ti -érc s hogy feldolgozásánál a TiO_2 kinyerése elsőrendű feladat.

Pétfürdőn SELMECZI B. (33) kohómérnök folytatott eredményes vizsgálatokat. Leszűrte a Ti -kinyerés kohászati feltételeit, és megállapította, hogy a wehrlit más eredetű vasérccek mellett nagyolvasztókban előnyösen felhasználható. Ilyenkor a Ti - és V -tartalom javítja a nyersvas minőségét. Kísérleti adatai szerint 400 kg wehrlitből 100 kg fémvas és 0,64 kg vanádium állítható elő.

Több kutató kísérletezett a szarvaskői érc feldolgozásával, többkevesebb eredménnyel. Mint végső következtetés leszűrhető, hogy a wehrlit és a vele genetikailag összefüggő ultrabázitösszetétel nem kizárólag vasérc, hanem *elsősorban Ti - és V -érc*. E két fém jelentősége világviszonylatban ismeretes, és a hazai kohászatnak minél teljesebb kinyerésükre kell törekednie.

A Vasipari Kutató Intézet a ferrotitán- és szilikotitán-gyártásnál külföldről behozott ilmenit helyettesítésére, az egyetlen hazai nyersanyag feldolgozását tűzte ki célul. Mivel az eddig végzett számos kísérlet gazdaságos dúsítási eljárást nem eredményezett, már 1953-ban szilárd állapotú redukción és mágneses szeparáláson alapuló megoldást dolgozott ki, amelynek kapcsán kb. 35% TiO_2 -tartalmú termék nyerhető. Az eljárás azonban költségesnek bizonyult, ezért új, megfelelőbb eljárás kidolgozása vált szükségessé, ami az 1955. évi kísérletek során sikerült is. Az eljárás lényege: nedves széreléssel történő, fajsúlykülönbségen alapuló szétválasztás. Az ilmenit ezzel a módszerrel nagy tisztasággal, jó kihozattalal kiválasztható.

Minthogy az ilmenitkristályok és csoportok mérete átlag $< 0,4$ mm, az ércet e méret alá kell törni. A kisebb keménységű, színes szilikátokból

álló meddő porítása első lépés az elkülönítés alkalmával. Bordás szér-
lapon történt kétszeri szérelés után a titánkihozatal 90%. Szilikotitán
gyártásához egyszeri szérelés elegendő. Ekkor a wehrlit súlyának 40%-a
nyerhető ki 30% TiO_2 - és 30% Fe -tartalommal. A titánkihozatal így
kb. 80%.

A Fémipari Kutató Intézet kísérletei szerint a wehrlitből nyert
koncentrátum kénsavas feltárással *titánfehérre* és sósavas feltárással fém-
titángyártáshoz szükséges TiO_2 -dá jól feldolgozható.

Az eredményes dúsító eljárás kidolgozása VISNYOVSKY L. és HOLLÓ
T.-NÉ érdeme (34).

III. RÉTEGTANI FELÉPÍTÉS

A) TRIÁSZ ALAPHEGYSÉG

Agyagpala-homokkő

A szarvaskői gabbró-test a régebben felső-karbonnak (SCHRÉTER 22), újabban középső-triásznak (ladini) (BALOGH—PANTÓ 1, 2, 16, 17; SCHRÉTER 23) tekintett agyagpala-homokkőösszletben foglal helyet. Hegységrészünk a Bükkhegység földtani egységének erősen átmozgatott DNy-i sávja (I. a II. mellékletet). Az agyagpala-homokkőösszlet gyúrt, töredezett. A terület D-i oldalán az általános dőlés É—ÉNy-i, 23—42°-kal. A felnyomuló magmatömeg a felszíni domborzatot — az idősebb hegység-szerkezeti mozgásoktól függetlenül is — befolyásolta és bonyolultabbá tette. Az általános ÉNy-i dőlésirány hatalmas DDK-i nyomóerőt érzékeltet.

Az üledékösszlet vastagsága az eruptívtömszők felett eltérő. Nagyobb magasságú tetőkön csak foszlányokban maradt meg. Összvastagsága az eddigi 100—140 m-es fúrásokból nem állapítható meg.

Az uralkodó agyagpalaösszletben kisebb-nagyobb vastagságú homokkőpadok foglalnak helyet. Elhelyezkedésük az ÉÉK—DDNy-i általános csapásiránnyal egyező. Nagyobb keménységük következtében a lejtőkön kimerednek (Szarvaskő, vasútállomással szemben emelkedő hegyoldal, Csereshérc, Majorárok stb.).

Kormegállapításra alkalmas ősmaradvány a felszíni feltárásokból és fúrásmintákból nem került elő. KISVARSÁNYI (8) talált egyetlen krinoida-nyéltagot a Földszakadásárok sötétszürke agyagpalájában.

Az agyagpalaösszlet szín és ásványos összetétel alapján két csoportra osztható: sötétszürke-fekete és világos kékes- vagy zöldesszürke palára.

Az agyagpala kőzettani ismertetését KISVARSÁNYI adta. Erre ez alkalommal bővebben nem térünk ki.

Mint lényeges mozzanat említendő meg, hogy a világos hamuszürke pala magasabb szintben helyezkedik el, s legtöbb esetben az eruptívtest fedőjét alkotja. Világosszürke pala fekükként eddig csak a Vasbánya-hegyen volt megfigyelhető. A két palakifejlődés párhuzama a következőkben vonható meg:

Mindkét pala alkotásában uralkodóan 5—12 μ -os szögletes kvarctörmelék és kevés muszkovitlemez vesz részt. Más ásványok jelenléte

parányi méretük és a pala szerves és vashidroxidos szennyeződése következtében nem állapítható meg biztosan.

Pirit mindkét palatípusban otthonos. Karbonáttartalom több lelőhely palájában észlelhető.

A sötétszürke pala kovagumós, a világosszürke gumómentes.

A közettéválással összefüggő tömörülés a palaösszletet tömötté, levelessé tette. A rétegződés és palásság síkja néha szöveget zár be (Ortáshegy, Határtetőoldal stb.).

A magmás kőzetekkel való érintkezésnél a pala csak kislemezű átalakulást szenvedett. Vörösre pörkölődés, sajátos szétpattogzás és kovásodás az eruptívumok közvetlen közelében észlelhető. Átmozgatott szakaszokon a pala fénylő, grafitos jellegű.

Az agyagpalával váltakozó homokkőpadok kőzete kovasavas kötőanyagú s uralkodóan szögletes kvarcsemekből áll. Egyes feltárások (Emirnyak) falaiban jól látható, hogy a kevésbé osztályozott szemcseösszetételű homokkővet fehér, elágazó kvarciterek hálózák be. Kvarcon kívül csillám, 1–2 gránát és opak ércszem figyelhető meg. Geodáiban fennőtt, víztiszta kvarckristályok találhatóak (Vaskapu).

Sötét színét szenes maradványok okozzák, helyenkint egyenletes, 50–100 μ -os szemnagyság jellemzi. Több helyen felszíni bányászata is folyt (Vaskapu, Keselyűbérc D-i lejtő).

Megfigyelhető, hogy a vastagabb homokkőpadok a benyomult magmatömegek számára komolyabb ellenállást fejtettek ki, mint a képlékenyebb agyagpala (Majorárok, Újhatárvölgy). Az érintkezési övben jáspis és agyagjáspis alakult ki.

B) HARMAD-NEGYEDKORI FEDŐHEGYSÉG

A Bükkhegység D-i szegélyének süllyedései mentén a miocén tenger nyomult előre. Üledékeit agyag, homok, kavics és durvaszemű, meszes kötőanyagú konglomerátum képviseli. Kőszénképződmény a Szarvaskőtanya környéki öbölben fordul elő.

A Mátra és Bükk É-i oldalán a salgótarjáni nagy mediterrán terület burdigálai üledékei találhatóak meg. Mélyen benyúló tengerből a felsőtárkányi völgy mentén alakult ki. Faunája sekélyvízi jellegű. Kavicsos homokban *Ostrea*-héjak fordulnak elő. A Lespallag és Szarvaskő közti dombháton sárga agyagos-homokos rétegekben *Ostrea lamellosa* Brocc.-t határozott meg SCHRÉTER. Az Almárvölgy felső szakaszán meszes homokkő bukkan felszínre, melyben *Balanus* sp., *Ostrea lamellosa* Brocc. és *Pecten* sp. fordul elő (22).

Szarvaskőtől Ny-ra 300 m tszf. magasságban durvaszemű kvarc-kavicslepel foglal helyet. A fehér, szürke, kvarcitkavics legömbölyödött és távoli területről származó mészkőkavicssal kevert.

E kavicstakaró alatti agyagos-homokos rétegekben barnakőszéntelepek is ismertté váltak. A régi tárók, aknák beomlottak, csak a hányók szenes törmeléke jelzi, hogy fejtés is folyt.

A 40–50 cm-es széntelepek közé barnásszürke agyagrétegek is települnek, amelyeknek kövületes darabjai a hányón (Szarvaskő-tanya) ma is megtalálhatók.

E kövületeket már SZABÓ J. is említi (24): *Potamides mitralis* EICHW. (= *Cerithium pictum* BAST.), *Theodoxus pictus* BAST., *Cardium vindobonensis* PARTSCH., *Modiola marginata* EICHW. E fauna alapján mind SZABÓ, mind SCHRÉTER (22) a kőszéntelepes csoportot szarmata-emeletbe sorolja, a fölötte levő kavicstakaróval együtt.

Pleisztocén üledékek közé számíthatjuk azt az átlag 1–2 m-es vastag barna, vörösbarna agyagtakarót, mely az eruptívum és az üledékek felszínén általánosan elterjedt.

Holocénbe sorolható a régi, helyenkint kiszélesedett völgytalpak és mai patakmedrek finomabb-durvább szemű hordalékanyaga.

IV. A GABBROIDÁLIS ERUPTÍVTEST ELHELYEZKEDÉSE A PALAÖSSZLETBEN

AZ ERUPTÍVUMOK BENYOMULÁSI MECHANIZMUSA MAGMATEKTONIKAI FOLYAMATOK

A magmás kőzetek és bezáró üledékek kapcsolatának tanulmányozása a magmafelyomulás mechanizmusára, a tektonikai mozzanatokkal szorosán összefüggő magmás folyamatok lezajlására is fényt derített.

Már STILLE megállapította, hogy a mediterrán ofiolitok feltörése az alp-dinári geosinklinálisban keletkezett feszültségekkel és az ezek nyomán kialakult hasadékrendszerrel áll összefüggésben. E magmatitok általában a mezozoikum tagjai, és anyaguk a szilárd kéreg alatti bázisos sima-övből származik.

PANTÓ újabb megállapítása szerint a szomszédos bódvavölgyi, kőzetanilag rokon nátrongabbró-intrúzió a kárpáti orogén iniciális-bázisos magmatizmusába jól beilleszthető (17).

Mint hogy a sima-öv süllyedő kéregrészek, geosinklinálisok mentén van legközelebb a földfelszínhez, feltehető, hogy más külföldi hasonló intrúziókkal megegyezően, hazánkban is az egykori geosinklinális területén színorogén, gyorsan felhatoló magmatömegek nyomultak a mélyből a szilárd kéregbe, s a hosszú útszakaszon primer bázisos eruptív testek fűződtek le.

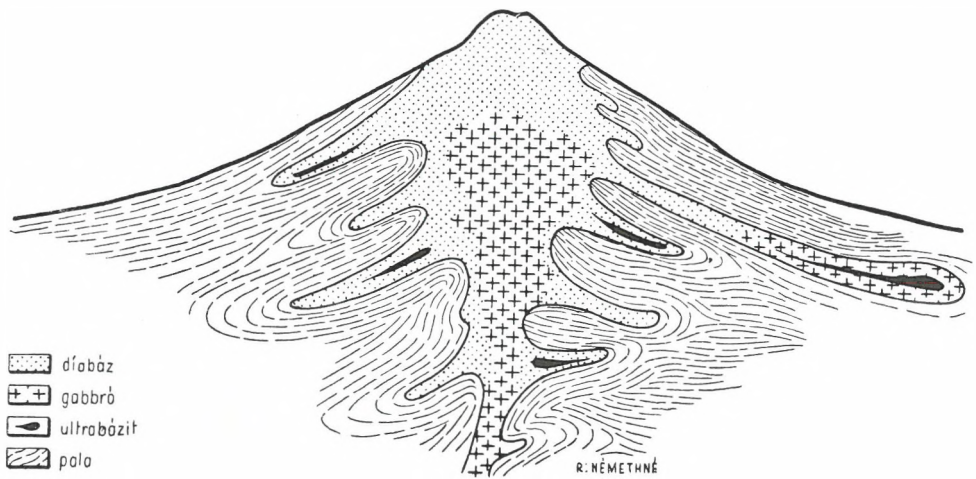
Kéregmozgások közben támadt diszjunktív hasadékokon a magma egy része a felszín közelébe vagy éppen a felszínre nyomult, s mint diabáz-változat merevedett kőzetté, *másik része a megemelt, enyhén dőlő boltozat-szárnyak alatti résekbe, szétnyíló réteglapok közé hatolt, s az üledékpadokat szétfeszítve elnyúlt, végein kiöblösödő, tömlő alakú, közel vízszintesen fekvő gabbroidális kőzettestekké szilárdult* (1., 2. ábra).

A szarvaskői eruptívumok összehasonlító kőzettani vizsgálata alapján megállapítható, hogy a területen egyszeri magmafelyomulás zajlott le, egészen szűk időkeretek között.

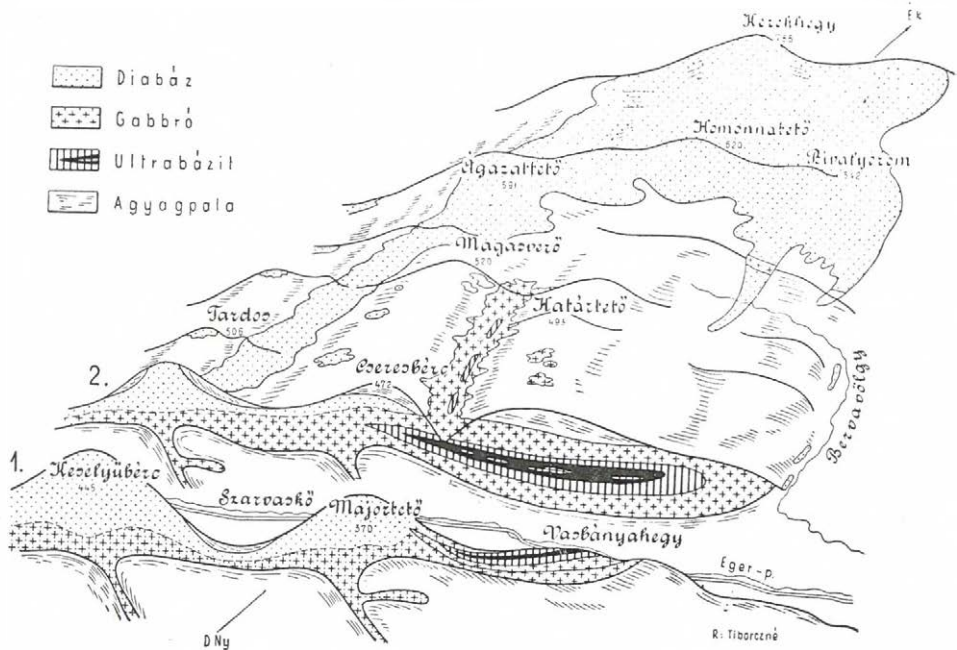
Az alaphegységstáblák mozgásával kapcsolatban még az orogenezis elején hatoltak e bázisos magmatömegek nyitva álló réseken a felszín alatti és felszín közeli kéregrészekbe.

KOSSMAT (6) szellemesen jegyzi meg, hogy ezek az eruptívumok a kezdődő „hegységmozgások idegei, ahol a sima a napfényre tör”.

Minden valószínűség amellet szól, hogy a mezozoikum folyamán



1. ábra. A gabbroidális magmatömegek emeletes fenyőfaserű közettestté szilárdulása az átmozgatott palaburokban — La consolidation des masses magmatiques gabbroidales en corps étagé, piniforme, dans l'enveloppe de schiste remanié

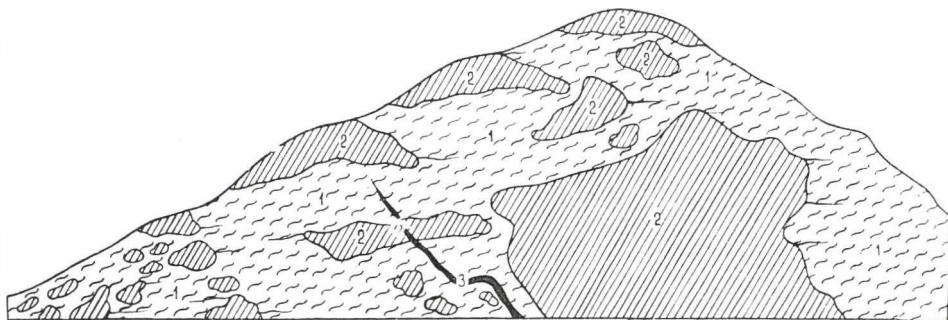


2. ábra. Kettős szelvény (1, 2) a szarvaskői eruptív terület távlati képében — Coupe double (1, 2) sur la perspective du territoire éruptif de Szarvaskő

bekövetkezett mélyreható kéregmozgások idősebb, nagy szerkezeti vonalak mentén peregtek le, és a bükkhegységi intrúziók hosszan elnyúló ÉK — DNy-i csapásvonalban következtek be.

Az előfutárként megjelenő, könnyebben mozgó *diabáz térjoglalása áthatoló, diszkordáns*; a palaösszletet, főként a peremeken, hálózatszerűen szövi át (Szarvaskő, vasútállomás) (3. ábra). A befogadó üledékekkel való kapcsolata beható. Széttagolódása néhol 10—20 cm-es telérekig is érvényesült. Településüket a palaösszlet kis ellenállású rései, rétegsíkjai szabják meg, s eszerint hol telér-, hol telepjellegűek.

Diabáz általában az eruptív test peremén jelenik meg nagyobb tömegben s a palaösszlettel való szoros kapcsolata miatt hajlamos diabáz-



3. ábra. Diabáz telepszerű benyomulása pados agyagpalába. (Vasútmenti bevágás Szarvaskő állomástól K-re). *Jelmagyarázat*: 1. pados, gyúrt agyagpala; 2. szemcsés és szpilites diabáz; 3. prehnites kalcittelér — *Intrusion de forme de gisement de la diabase dans le schiste argileux à bancs.* (Creusement le long du chemin de fer, à l'E de la gare de Szarvaskő). *Légende*: 1. schiste argileux plissé, à bancs; 2. diabase granulaire et spilitique; 3. filon de calcite à prehnite

migmatit-képzésre is. Ennek szép példái az ortáshegyi és tóbérchányai nagy feltárásokban kísérhetők figyelemmel.

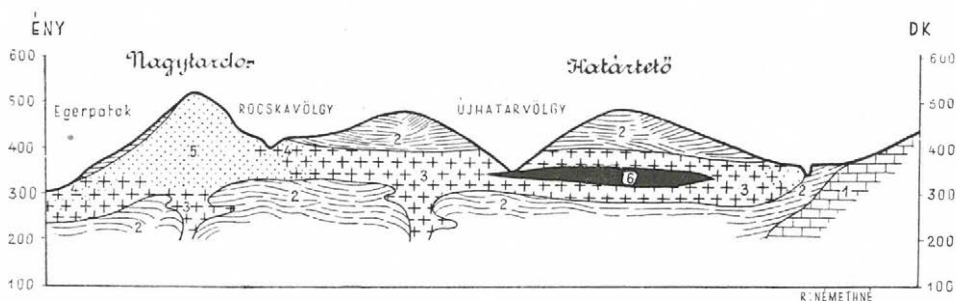
A diabáz feltörését magmahasadással elkülönült gabbróperidotittömeg követte, melynek jelentékeny része a mélyben rekedt. *A diabázváltozatok és gabbrótömegek között szoros tér- és időbeli kapcsolat állapítható meg.* Időrendben elsőnek jelentek meg a diabázfajták, és a gabbró- és peridotittömegek felnyomulása követte őket. Térben legtöbb helyen szoros összefüggés áll fenn, fokozatos átmenettel diabázból gabbró felé. A kőbányák feltárásai tanulságosan igazolják ezt a vegyi és szöveti változással kísért lassú átmenetet.

A köfajtákban és mélyfúrásokban feltárt kőzetek dőlésviszonyai igazolják, hogy *a gabbrótömegek a diabázzal ellentétben a palaösszletben egyirányú (konkordáns) településsel helyezkednek el, gyakran többrendbeli emeltszerű ismétlődéssel, amint ez az I. és IV. sz. mélyfúrásban igazolódott.* Az egymás fölötti benyomulásszinteket néha keskeny csatornák kötik össze a palarétegek közti rések, hézagok helyein.

A főtömegetől élesen elkülönülnek az oldalt elszakadt magmatömlők megszilárdult kőzettestei. Ezek szilikátolvadéka nyugalmi, sztatikus

kristályosodással egész tömegében a palától élesen elhatárolódó gabbrótömegként szilárdult meg. Sok jel arra mutat, hogy a bázisos magmatömegek már csökkent hőmérsékleten, nyúlónfolyós állapotban nyomultak a megbolygatott üledékösszletbe. Valószínű az is, hogy a hőszigetelő palaburok védelme alatt hosszú földtani időszakon át maradtak félig folyós-kőzetpép állapotban, s nyugodt viszonyok között merevedtek lassan mélységi közzé. Ezt igazolja a folyásos szerkezet és protoklázisok teljes hiánya.

A sima-övből származó bázisos magmatömegek felnyomulását kéreg szerkezeti tömegáthelyeződések indították el, majd felszínközeli hegységképző mozgások kölcsönözték számukra a behatoló erőt, és határozták meg a térfoglalás főbb vonalait és helyeit. Nagy nyomás alatt álló, viszkó-



4. ábra. A szarvaskői eruptívtest harántszelvénye. Jelmagyarázat: 1. mészkö; 2. pala; 3. gabbró; 4. gabbródiabáz; 5. diabáz; 6. ultrabázit — Coupe transversale du corps éruptif de Szarvaskő. Légende: 1. calcaire; 2. schiste; 3. gabbro; 4. gabbro-diabase; 5. diabase; 6. ultrabasite

zus magmatömegek kéregbenyomulása nagyobb mélységben batolitos, a felszín alatt lakkolitos jellegű. Ez utóbbi esetben következik be a palaösszlet felboltozódása és az elmozduló rétegpadok között a lencse, zsák, tömlő alakú magmarészletek lefűződése.

A szarvaskői gabbró-magma intrúziómechanizmusára a kisebb tömlő (Vasbányahegy) vagy nagyobb kiterjedésű, elnyúlt, lepényszerű térfoglalás jellemző (Újhatárvölgy).

Számos külföldi előfordulási helyen (Balkán, Ural, Afrika stb.) a peridotit-tömegek diabáz- és gabbrókisérlet nélkül jelentek meg. A szarvaskői eruptív területen azonban az ércdúsabb peridotit- és ultrabázit-elkülönülések nagyobb tömegű gabbrótömegek függvényeként jelentkeznek.

Ezért vált szükségessé az 1953–54. évi kutatások folyamán az eruptív terület gabbrótömegeinek felkutatása és lehetőség szerinti körülhatárolása. Ultrabázit slírek mélyebb szintű megjelenése ui. a gabbrótömegek belsejében várható.

A gabbrótömegek pala felőli éles, szöveti szempontból is szinte átmenet nélküli elhatárolódása azt igazolja, hogy magmájuk mint komplexolvadékoldat zárt, nyúlónfolyós tömegben préselődött a megemelt palapadok közé, gyenge termikus hatás kíséretében. A nagy tektonikus hasadé-

kokon lassan felnyomuló, feltehetőleg a mélyben gravitációs szétkülönülésen is átesett magma tömlőszerűen a szétnyíló palarétegek közé hatolt.

Elvi vázlatban a 4. ábra tünteti fel a szarvaskői gabbró-ultrabázit-tömeg elhelyezkedését a körülfogó pála- és diabázburokban. Figyelemmel kísérhető, hogy a több mint 8 km hosszú Kerekhegy—Keselyűbércmenti diabázvonulat ÉK—DNy-i törésvonalon helyezkedik el, s a legmagasabb tetőket és gerinceket alkotja. *Az egész eruptív tömeg központi részében, pala- és homokkő-köpennyel fedetten, 3—4 km hosszú, 1—2 km széles gabbrótest foglal helyet*, amelynek belsejében egymással lazán összefüggő ultrabázit-lepények kerülnek el enyhe DNy-i dőléssel.

A savanyúbb, mozgékonyabb átütőképességű diabáz hatalmas, szinte összefüggő gerinchen egyesült a főtörésvonal fölött. A nyomon követő bázisosabb, viszkózus magmatömeg a megemelt, átmozgatott pala-összlet kitágított réseibe hatolt, s ott lassú lehűléssel gabbróidális kőzettestté merevült.

Az eruptívumok településének először csak külszíni adatokból feltételezett, majd mélyfúrásokkal is alátámasztott felismerése tette indokolttá azt a gyakorlatilag jelentős megállapítást, hogy a szarvaskői eruptív területen *a vasbányahegyin kívül is van annál jóval nagyobb, összefüggő gabbró-ultrabázit összlet, amely jelentős ércindikációt képvisel.*

Földtani adatokból azt is megállapították, hogy a Majortető—Vasbányahegy diabáz-gabbró-peridotit tömege csak a felszínen különül el a nagyobb, központi (újhatárvölgyi) gabbró-ultrabázittesttől; mélyebb szintben, az Egerpatak mentén palafedetten, szorosan összefügg vele. Ezt igazolja a két eruptív tömeg közti kis távolság (2—300 m), valamint a köztük palakörnyezetben előbukkanó diabáz- és gabbrólencsék, amelyek mint összekötő láncszemek jelzik a genetikai kapcsolatot.

A vasbányahegyi gabbró-wehrlitzsák a majortetői eruptív tömeg palaburok alatti tartozéka, s mint ilyen elkülönülten is szerves része a bázisos vonulatnak. *Az újhatárvölgyi elnyúlt gabbrómag viszont az egész szarvaskői eruptívtest központi része.*

Lényeges különbség a két előfordulás között az, hogy a Vasbányahegyről a palaköpenyt az Egerpatak erélyes eróziója már jórészt eltávolította. Ezzel szemben az újhatárvölgyi gabbró-ultrabázittömeg túlnyomó részét még főként a DK-i peremen, vastagabb pala-homokkötakaró fedi. Természetes feltárása csak az Újhatárvölgyben és néhány hegységsgélyi patakmederben kezdődött el.

A kutatások azt is tisztázták, hogy az eruptív területen *kétféle gabbró-típus* különböztethető meg:

1. A felnyomult bázisos eruptív tömegek mélyebb szintek felé haladva fokozatosan válnak kristályosabbakká, diabázváltozatokból (szpilites, ofitos, variolitos, szemcsés és gabbródiabáz) valódi, fokozatosan durvább szemű gabbróig képeznek átmenetet.

Szépen látható ez a Tardos-, Tóberc-, Ortás-, Binet-bánya feltárásaiban, ahol a fejtés alatt álló kőzettömegek a mélység felé egyre inkább gabbró jellegűvé és fokozatosan sötétebb színűvé válnak.

Gyorsütemű megszilárdulásuk következtében azonban ezek nem differenciálódhattak, tömegeiket éredúsabb, pásztás ultrabázitellkülönülések nem kísérik. Érc tartalmuk ugyan van, de finomszemű és egyenletesen hintett. Ércfelhalmozódásra nem volt megfelelő adottság. A nehézfém-tartalom túlnyomóan színes szilikátokban nyert lekötést.

2. Közvetlenül gabbróvá szilárdult a felnyomuló magmatömeg akkor, ha *előzőleg hegységszerkezetiileg átmozgatott, felboltozott üledékösszletbe hatolt, és teljes, nagyszemű átkristályosodására, anyagbeli szétkülönülésére megvoltak a kedvező fiziko-kémiai adottságok.* Az ilyen gabbrótestek élesen határolódnak el környezetüktől, s belsejükben éredúsulásra került sor.

Ilyennek tekintendő a vasbányahegyi kisebb és helyszíni adatok alapján az Újhatárvölgyben feltárult nagyobb gabbró-ultrabázittömeg.

Kutatásaink kapcsán beigazolódtott, hogy egyetlen nagy vagy egymással a mélyben összefüggő több gabbrótömeg főként *a vonulat D-i oldalán alakult ki. Feltehető tehát, hogy az érces slireket magukba záró ultrabázittek is itt helyezkednek el.* Ezt a feltevést az újabb mélyfúrások igazolták. Az Újhatárvölgy középső szakasza és a Siroki-lápa közötti térségben kiterjedt ultrabázitterület körvonalai bontakoztak ki.

Az eredeti üledéktakaró vastagsága eltérő lehetett aszerint, hogy a gabbrómagma milyen magasságra hatolt fel a vonulat egyes részein, ami döntően befolyásolta a magmahasadás lefolyását és az egymással rokonságban álló közettípusok kifejlődését.

A kisebb-nagyobb kiterjedésű plutonok térbeli alakját több tényező határozza meg. Igy elsősorban az anyagi összetétel, a viszkozitás, a felnyomás alatti külső nyomás, mozgató tényezők ereje, amelyeknek hatására a magma által elfoglalható tér kialakul, továbbá belső magmaerők, amelyek a téralakzatot tovább módosítják.

A világ úgyszólván valamennyi ultrabázitlélőhelyén uralkodó telepforma a bezáró üledék- vagy kristályospala-burokkal konkordáns helyzetű lencse, orsó alak. Az Alpok, Pireneus, Ural, Appalache-hegységbeli, a finnországi vagy bushweldi érces közettetek mind azonos, de méretben és kifejlődésben eltérő, elnyúlt lencse alakok. Ez azt bizonyítja, hogy valamennyi rokon ultramafikus közettetest kialakulásánál azonos magmatektonikai adottságok működtek közre. *Voltak Földünk életében bizonyos hosszabb időtartamú azonos kéregszerkezeti lehetőségek, mikor nagyjából megegyező magmaintrúziók és szétkülönülési folyamatok zajlottak le.*

A bázisos közettetek mérete is változó. A hosszúság és szélesség között egyenes arányú összefüggés állapítható meg. Néhány km-től 15—20 km-ig terjedő gabbró- és peridotitvonulat általában a leggyakoribb. A 100 km-es vonulatok is láncszerűen összefüggő kisebb egységekből állnak. A bükkhegységihez hasonló méretarányok a közeli Jugoszláviában fordulnak elő. Ugyanez állapítható meg a Balkán többi részén, Görögország és Kisázsia területén is.

Földtani adatok arra utalnak, hogy a 8—10 km hosszú s 4—5 km széles szarvaskői eruptív test csak felszínen maradt része egy főleg DNy-ra húzódó, de lépcsőkben lezökkent és befedett hosszabb vonulatnak. A csapásba eső

almárvölgymenti, siroki és darnói bázitok e mélyebbbszinti vonulat „tanú-hegyei”.

Az eruptív-tömeg nagyságrendjével feltehetően arányosan változik az érces ultrabázitslírek mérete, vastagsága is. Hangsúlyoznunk kell — amint ezt a külföldi példák is igazolják — hogy ún. „érces szintek” csak kedvező körülmények között fejlődtek ki. *A magmafejlődést, differenciálódást biztosító állapothatározók, illetőleg feltételek különösen kedvező találkozására, összjátékára volt szükség számottevő érctelepek keletkezésénél. Ezek közül a magasabb hőmérséklet és a magma folyékonyságát biztosító illók jelenléte gyakorolt döntő befolyást.*

V. ULTRABÁZISOS ELKÜLÖNÜLÉSEK (SLÍREK) KELETKEZÉSÉNEK MÓDJA ÉS FELTÉTELEI A MAGMÁS DIFFERENCIÁLÓDÁS FOLYAMATA

A szarvaskői eruptív test peremi feltárásai és a mélyfúrás adatok meggyőzően bizonyítják, hogy a felnyomuló gabbróidális magmatömeg egy része ÉÉK—DDNy-i hasadékrendszer mentén mint könnyen mozgó diabáz valósággal átütötte az üledékburkot, és a mai gerinceket alkotó diabázváltozatokká merevedett. Másik része több km-es szakaszon a bezáró palaösszletbe hatolt, és a mélyben szilárdult meg.

Magmás szétkülönülésre, ultrabázisos, ércben gazdagabb slírek képződésére e laposan szétterült magmatömlőkben adódtak kedvező tp-viszonyok.

A szarvaskői bázisos vonulat kőzetfajtái (diabáz-gabbró-peridotit) közös magmatűzhely anyagából alakultak ki s egykori, egymástól térben és időben el nem választható elkülönülési terméknek tekintendők.

Bázisos magmák szétkülönülésénél, mint számos külföldi példa is igazolja, nem állítható fel egyetemes hipotézis. A magmahasadást sok tényező határozza meg, amelyeknek uralkodó vagy alárendelt szerepe dönti el a differenciáció közvetlen folyamatát, annak helyenkinti sajátos jellegét és kifejlődő termékeit. A BOWEN-féle reakcióelv sem érvényesülhet módosulás nélkül éppen a ható állapot tényezők sokrétűsége miatt.

A kéregmozgások által kikényszerített, cselekvőképessé tett magmaáramlás indítja el a differenciációt és részmagmák képződését azon az úton, amelyen a magmatömegek közzé szilárdulnak.

Jelen esetben a titánvasérc-tartalmú törzsmagmát gabbróperidotitosnak tételvezhetjük fel, amelyben még nagy hőmérsékleten a kisebb tömeget képviselő peridotitos magmarészleg a nagyobb tömegű gabbrómagmában egyenletesen oszlott el.

Alacsonyabb hőmérsékleten, kisebb nyomáson a két nem keveredő magmarész szételegyedés, likváció útján különvlik. Víz és illó alkatrészek jelenléte mellett az ércben bővelkedő peridotitrészleg, hosszú kiválási szakaszon át az intrúziós tömeg belsejében szilárdult kőzetté.

A bükkhegységi kőzettest felépítésében törvényszerűségek ismerhetők fel, és a *Ti-Fe*-dús elkülönülések a magmás öv gyakorlatilag legfontosabb alkatrészei.

A magmahasadás folyamata a következőkben foglalható össze:
Valószínű, hogy már a mélységi magmatartóban bizonyos fokig

gravitációs szétkülönülésen átesett magmarészlegek nyomultak felfelé, mégpedig savanyúsági sorrendben. Először értek a felszín közelébe a diabázösszetételű magmatömegek, majd növekvő bázisossággal következtek a gabbró és peridotitos magmarészlegek.

E feltevést támogatják az elemzési adatok (28): 16 diabáz közepes SiO_2 -tartalma 48,73%, 8 gabbróé 44,22%, a gabbrómagmából elkülönült ultrabázisos slireké (7 db) 30,18%. E két utóbbi csoport középértéke: 37,20%. A diabázok és gabbró-peridotit együttes SiO_2 -tartalma közötti különbség 11,53%. E tény az ásványos összetételre is fényt vet: a diabázban viszonylag több a plagioklász, kevesebb a femikus alkatrész, a gabbróban és peridotitban több a színes szilikát, érc és kevesebb vagy teljesen hiányzik a földpát.

Fontos szerepe volt a szétkülönülési folyamatoknál a magmzásakat burkoló *agyagpalának*, mely már a kezdeti diabázerupciók alatt felmelegedett s ezáltal a lehülés lassúbb menetét és illók jelenlétében a durvaszemű gabbroidális kristályosodást biztosította. *Hosszabb ideig mozgó-sítozott állapotban maradtak a fémionok, és lehetőség nyílt helyenkinti felhalmozódásukra.*

Nem tévesztendő szem elől, hogy a *FeMg*-dús szilikátolvadékoknak sajátos, a savanyú és semleges eruptív magmáétól eltérő kristályosodási tulajdonságaik vannak: *hajlamosak kívülről-befelé haladó részmagmás szétkülönülésre*, amely viszkózussá vált magma esetében szalagosodásra vezethet. Ez esetben sötét, femikus és világos, szálikus ásványrétegek váltakoznak.

Mint ismeretes, nagyméretű mélységi magmatartóban, nagy hőmérsékleten, hígfolyós állapotban gravitációs szétkülönülés is lehetséges (Bushweld); a palaösszletbe nyomult kisebb méretű, peremein már nyúlónfolyóssá váló magmatömlőkben viszont csak rövidebb időtartamú, főleg a tömlő belsejében lepergő *kristályosodási differenciáció érvényesülhetett.*

Az eddigi mélyfúrások tanúsága szerint az ultrabázit-wehrlittömeget felül és alul ércszegényebb gabbróburok határolja. A felső gabbróöv rendszerint pados. Az elválások vízszintes síkjai párhuzamosak az érces slírek lefutásával. A vastagpadosság még póp állapotban jött létre lehülési feszültségek hatására. Ez később a litoklázisok mentén vasokkeres bevonatok képződésével kifejezettebbé vált.

A tömlőn belül megállapíthatóan *magmás rétegződés következett be.* A burookban kifejlődött egyes közettípusok változó vastagságúak, s egymásba fokozatosan átmenők. *Az ércdúsabb és ércszegényebb pászták ismétlődése rétegről-rétegre haladó, kívülről-befelé terjedő megszilárdulás következménye.*

Ugyanez a réteges-slíres felépítés jellemzi a belső ultrabázit-összletet, ahol az ércdúsulás több körkörös burookban, de egy központi főfelhalmozódásban jelentkezik. Így alakult ki az ércben leggazdagabb központi mag, a vasbányahegyi wehrlit- s az újhatárvölgyi ultrabázit-tömegekben.

A palaösszletbe nyomult magmatömeg — aránylag kis vastagsága

folytán — gyorsabban hűlt le, mint a nagyméretű batolitos vagy lakkolitos tömegek. A gyorsabb ütemben bekövetkező nyúlónfolyósság miatt nem volt idő gravitációs szétkülönülésre, hanem rétegről-rétegre váltokozva ércdúsabb és ércszegényebb magmarész vált ki a kívülről-befelé csökkenő hőmérséklet függvényében.

A magmatömlő belsejében összpontosuló illó alkatrészek a fémeket sokáig mozgósított állapotban tartották, és a *Ti-V-Fe*-tartalom jelentékeny része a megmerevedés végső szakaszában, a központi részben halmozódott fel.

A magmatömlőkben lezajló szétkülönülés folyamatának fontosabb állomásait a következőkben rögzíthetjük:

1. A palák közé nyomult magma hőenergiája felfelé áramlik, és a fedő palaburok alatt a magmatömeg felső részében gyülemlik fel.

2. A magma kristályosodása, a szokottól eltérően, fordított sorrendben a bázisos plagioklászokkal indul meg, amelyet bizonyos megkéső összefonódásban a femikus ásványok kiválása követ. E megszilárdulásmenetet a sima-övből származó magmák esetében ismert, s ezt a kialakult közetszövet is igazolja.

A leggyorsabban hűlő, alsó magmarész merevedik meg először, a mélyfúrások tanúsága szerint gyakran üveges kifejlődésű, normális gabbróvá. Ehhez csatlakozik a körkörös kialakuló gabbróburok. A vízben és illóalkatrészekben gazdag, fémdúsabb, nagyobb hőmérsékletet tartó magmarészleg egyre magasabb térrészekbe szorul. A felső, viszonylag melegebb határfelületek mentén a szilárdulás megkésve, lassúbb ütemben halad. Ezért a felső közetburok (az „epigabbró”) az alsónál mindig vékonyabb.

3. Legutoljára merevül közzé a gabbróburokkal körülfogott ultrabázisos, ércdús, illókban még bővelkedő központi magmarész. A magmafejlődés e fázisában áll elő az a helyzet, mikor az oxidérc a már kivált szilikátok közti hézagokban helyezkedik el. Az ércásványok túlnyomó része idegenalakú, hézagkitöltő (I. I. tábla 1, 2, 3; II. tábla 1, 2; III. tábla 4; V. tábla 1.).

A gyorsabb ütemben szilárduló, földpátdús, gabbróvá szilárdult magmarészek a közzettest peremein keletkeztek. A nagyhőmérsékletű, illó alkatrészekben gazdag peridotitos részek a magmatömlő magjában halmozódnak fel. Ez a kép tárul elénk a vashányahegyi és újhatárvölgyi mélyfúrások szelvényében.

A magmahasadás fenti folyamatából megállapítható, hogy a benyomult magmatömeg fő kristályosodási terméke: a gabbró. A *Ti*- és *Fe*-ércék túlnyomó része a kristályosodás pneumatolitos és hidrotermális fázisában szilárdul ércperidotitos vagy gyorsabb lehűlés esetén ultrabázisos közzeté.

A középen felhalmozódó érces mag nem süllyedhet le a tömlő aljára, mert az már előbb közzeté szilárdult, s a közvetlen burok viszkozitása is ellenáll. Gravitációs elkülönülés ilyen kisebb magmatömlőkben tehát nem következhetik be.

Joggal feltehető, hogy a szokásos kiválási sorrendet a magmatömlőben rekedt, kiszabadulni nem tudó ásványképzők bősége változtatta meg.

A magmahasadás sokrétű folyamat, amelynél úgyszólván esetenként más-más alapfeltétel érvényesül. Az egymásban oldhatatlan gabbró- és peridotitolvadékok a lehülésnél bekövetkező szételegyedés (likváció) tanúsága szerint a megszilárdulás folyamatában eltérnek a semleges és savanyú magmák szabályszerűségétől.

4. A legutolsó, ércdús magmarész megmerevedése előtt — víz bőséges jelenléte és pneumatolitos állapotfeltételek mellett — megkezdődik az amfibol gyors kiválása úgy, hogy a belső ércperidotitlencsét szélesebb-keskenyebb hornblenditív fogja körül.

Ezen belül alakulnak ki nagyobb hőmérsékletű, egyre vízszegényebb magmarészből a monominerális tilaitok és végül a legbázisosabb, ércdús ércperidotitos mag.

A folyamat során tehát párhuzamos burkok képződnek, amelyeknek sorrendje a magma fokozatosan változó állapot tényezőit tükrözi.

Nagyszakaszú magmahasadásnál bekövetkezhetik a különböző szulfid- és oxidérccek egymás utáni, lepényszerű elkülönülése (Bushweld). Kistömegű és kisszakaszú, jóval gyorsabban szilárduló magmatömlők esetében, a nehézségi erő hatására végbemenő szétkülönülésre nem jut elegendő idő.

Csíkos-sávós, slíres ércdúsulások csak a főtömegetől elszakadt, viszonylag kisebb tömegű magmazsákokban következnek be. A különböző ásványos összetételű slírek gyakori váltakozása, szeszélyes összeszővődése a Denevértáróban e megállapításokat tükrözi. Nagyméretű ércfelhalmozódás csak nagytömegű, földtani időméretben lehülő szilikátolvadékban lehetséges.

A Denevértáróban, az Újhatárvölgyben (II. sz. fúrás) az érc több övben, szintben halmozódott fel. Ezek az ércburkok megegyezők az általános magmaréteggel, vagyis a magmatömlő felületével.

5. Normális kiválási sorrendnél érvényesül a SZÁDECZKY (27) által hangsúlyozott vegyületpotenciál-elmélet, mely szerint a kristályosodás a csökkenő vegyi potenciál sorrendjében megy végbe.

A szarvaskői ultrabázitok vegyületpotenciálja — a felépítő érccek és lényeges színes szilikátok alapján — 2,29-nek, a plagioklaszt is tartalmazó ultrabázitoké 2,1-nek adódik, ami megfelel az ultrabázisos magmatitok átlagos potenciálértékeinek.

A kiválási sorrend megfordulását az illó alkatrészek bősége okozza.

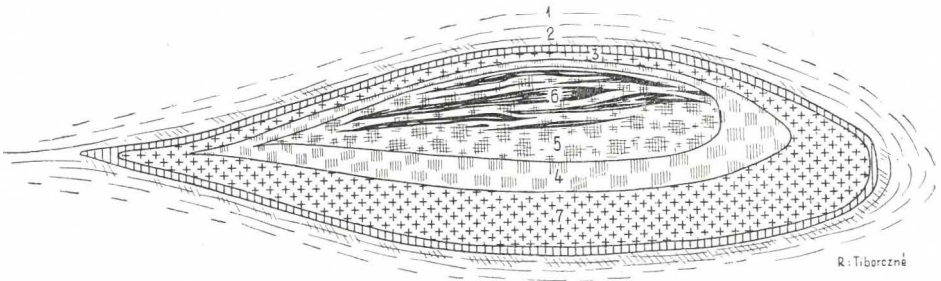
Nagy nyomás alatt álló, zárt magmatömegekben a gázok és gőzök kezdetben nem különülnek el, hanem disszociált állapotban átjárják a magmát. A gőzök egyben a hőmennyiség hordozói, s mint ilyenek felfelé törekszenek. A tömlő magasabb szintjeiben halmozódnak fel, a magmát hosszú ideig folyékony állapotban tartják, viszkozitását csökkentik, s ezalatt egyes helyeken az érc feldúsulását teszik lehetővé.

Az illók növelik a nehézfémek oldhatóságát, könnyen illóvá ala-

kitják, a magma fémtartalmának egy részét felfelé szállítják, s a megtorpanás csapdáiban felhalmozódásukat lehetővé teszik.

6. A magma kristályosodásánál különbséget kell tennünk a gázdús és gázokban már elszegényedett vagy éppen gázmentes magmarészek szilárdulási folyamata között.

a) A gázát vesztett magmarészekben általában a szokott kiválási sorrend érvényesül. A hőmérsékletcsökkenés mellett bekövetkező likvációnál a nehéz fémszulfidok legtöbbször cseppekben különülnek el a szilikátolvadéktól. De a magma növekvő viszkozitása miatt ekkor már nincsen alkalom gravitációs ércfelhalmozódásra, legfeljebb helyenkint ércdúsabb sávok, zsinórszerű kiválások képződésére, ami a szöveti képen jól észlelhető. Az érc megoszlása ez esetben általában egyenletesen szórt.



5. ábra. Gabbróperidotit-tömlő elvi keresztmetszeti képe. *Jelmagyarázat*: 1. palaburok; 2. termikus kontaktöv; 3. fedőgabbro; 4. hornblendit-köpeny; 5. tilait-zóna; 6. éreperidotit (wehrlit)-sírek; 7. fekgabbro — *Coupe transversale théorique d'une outre de gabbro-péridotite*. Légende: 1. *enveloppe de schiste*; 2. *zone de contact thermique*; 3. *gabbro de toit*; 4. *enveloppe d'hornblendite*; 5. *zone de tilaite*; 6. *schliers de péridotite de minerai (de wehrlite)*; 7. *gabbro de mur*

b) Az illókban dús magmarészekben viszont a kiválási sorrend fordítottá válik. SiO_2 -hiány és az Al_2O_3 -felesleg miatt a nagyobb ionpotenciálú AlO_4 -tetraéderek lépnek be először a kristályosodó ásványi molekulába. A bázisos plagioklászok kiválása indul meg, majd követi a meta- és ortoszilikátok megjelenése szélesebb időközben s az érc, a szöveti képek tanúsága szerint, a már kivált szilárd fázisok közötti hézagokba szorul (I. I. tábla 3; II. tábla 1, 3; III. tábla 3, 4; IV. tábla 3). Az érc-ásványok (főként az ilmenit) idegen alakúak, xenomorfolk. Ez a kiválási sorrend az újhatárvölgyi ultrabázitokban észlelhető legjobban.

Végső következtetésként leszűrhetjük, hogy a magmahasadás bázisos-ultrabázisos szilikátolvadékokban nem követi az ismert folyamatot, hanem magmarészlegenként az általánostól eltérő alaptörvényszerűség érvényesül.

Ép, erózió által még meg nem bontott gabbró-peridotittömlő keresztmetszeti képe a következőkben jellemezhető (I. az 5. ábrát):

Legkívül helyezkedik el a bezáró *üledékburrok*. Befelé következik az aránylag vékony *termikus érintkezési öv*, majd az eredeti magmatömegeg

mindig arányos vastagságú felső gabbróburok. Ez alatt foglal helyet a magmahasadással elkülönült *ultrabázitösszlet*, uralkodó és alárendelt kőzetválfajokkal. Ezek közül legkülső a határ- (vagy perem) hornblenditburok, több-kevesebb biotittartalommal. Alatta következnek az egy-ásványos *tilaitok*, amelyek fokozatosan átvezetnek az *ércperidotit*hez.

A sorozat lefelé fordított sorrendben ismétlődik. A körkörös, szabályszerű elrendeződést sok tényező megzavarhatja: a folytonosság megszakadhat vagy egyes tagok hiányozhatnak.

Számos külföldi példát lehetne felsorakoztatni e felismerés igazolására. Így VÄYRINEN szerint (6) az É-finnországi (Petsamo) ultrabázit-sorozat kívülről-befelé a következő: gabbródiorit → gabbró → piroxén-gabbró → piroxenit → peridotit. E kőzetövek a bezáró palával egyezően elhelyezkednek el.

Keleturalban (Krasno Uralks) a kőzettest devon palában foglal helyet, és felülről-lefelé a sorrend a következő: gabbró → piroxenit → érc-tömzsös, Pt-tartalmú dunit (6).

A hornblenditek hiánya — mindkét esetben — a bázisos magma OH-szegénységét igazolja.

Appalache-ben a keskeny ultrabázit-öv párhuzamos a hegység csapásával, akár a Bükkhegységben, és a mélyebbszinti peridotitot gabbró, majd diabáz fedí (6).

Megállapíthatjuk, hogy a piroxenitek monominerális kialakulása a változó *tp*, de főleg a *t*-viszonyok függvénye. Mindenesetre tilaitburkok jelenléte a közeli érctelepét sejteti. A felsorolt magmás-réteges kőzetburkok az egész eruptívtest tömegével arányos vastagságban jelentkeznek. Eltolódások a magma eltérő összetételének függvényeként adódnak.

A slírek végleges elhelyezkedését, térbeli kialakulását, formagazdagságát a pép állapotú merevedés alatti magmamozgás, nyomás is befolyásolta.

Az említett kőzettípusok között fokozatos átmenet állapítható meg. Térbeli éles elválasztásuk lehetetlen. A kőzetláncban levő tagoknak inkább csak elméleti jelentőségük van. Lényeges az a felismerés, hogy ellentétben a régi felfogással, az érc-koncentráció nem mindig a külső peremen, hanem a lassúbb ütemben lehűlő magmatömeg belsejében következett be. Ennek valószínű oka a SiO_2 -szegény, Na_2O -ban és Al_2O_3 -ban gazdag magma sajátos összetételében, valamint a jelenlevő illóalkatrészek ércmozgósító, anyagvándorlást biztosító, ércszállító szerepében rejlik.

A FERSMAN által (27a) az urali alkálidús ultrabázitokról megállapított fordított kiválási sorrend (agpaitos) a bükki eruptívtest egyes, elkülönült részeiben is felismerhető, természetesen azokban a végső szilárdulási magmaövekben, amelyeket krisztallizátorok bősége és mozgékony-sága jellemez.

A FELNYOMULÓ GABBRÓMAGMA FAJSÚLY SZERINTI, FÜGGŐLEGES
SZÉTKÜLÖNÜLÉSE

A tardosi kőbánya közel 100 m magas bányafala tárja elénk leg-
szebben, hogy a felnyomuló magmában függőleges irányú szétkülönülés is
érvényesült. A legmagasabbra feljutott diabáz nemcsak savanyúbb a
mélység felé folytatódó gabbrónál s a tömlőkben elkülönült ultrabázit-
változatoknál, hanem megnyilatkozik az anyagi különbség a lefelé nö-
vekvő fajsúlyértékekben is, amely egyúttal a nehéz fénoxidtartalmat
is tükrözi.

Tanulságos eredményre jutunk, ha a szarvaskői kőzetterület típu-
sait fajsúly szerinti sorozatba állítjuk. [A fajsúlyértékek SZENTPÉTERY
(28) tanulmányából származnak.]

Sor- szám	Kőzet	Lelőhely	Fajsúly
D i a b á z f a j t á k			
1.	Szemcsés diabáz	Tardosbánya	2,808
2.	Tömött diabáz	Homonnatető	2,811
3.	Diabázporfirit	Beniczky-bánya	2,861
4.	Ofitdiabáz	Tardosbánya	2,872
5.	Bázisos diabáz	Ortáshegy	2,890
6.	Porfiros diabáz	Beniczky-bánya	2,895
7.	Tömött diabáz	Tardosgerinc	2,906
8.	Gabbródiabáz	Tardosbánya, Ny-i fal	2,912
9.	Bázisos diabáz	Ortásbánya	2,980
10.	Gabbródiabáz	Tardosbánya Ny-i fal	2,297
G a b b r ó k			
11.	Diallággabbró	Vasbányatáró előtere	2,923
12.	Diallághiperszténgabbró	Magasverő	2,960
13.	Amfibolgabbró	Határlápa	2,982
14.	Diallággabbró	Majorárok	2,991
15.	Diallág augitgabbró	Ortásbánya	3,001
16.	Hipersztén diallággabbró	Ikerlápa	3,010
17.	Amfibolbiotitgabbró	Majorárok	3,012
18.	Olivingabbró	Csereslápa	3,118
19.	Ércanortozitgabbró	Majorárok	3,481
T i l a i t o k			
20.	Gabbrópiroxenit	Füveslápa	2,961
21.	Gabbródiállagit	Majorlápa 180 m	2,982
22.	Biotithornblendit	Majorlápa 229 m	2,998
23.	Gabbróhornblendit	Majorlápa 126 m	3,086
24.	Diallágamfibolgabbró	Majorlápa 145 m	3,350
25.	Piroxéngabbróperidotit	Újhatárvölgy 1420 m	3,541
U l t r a b á z i t o k			
<i>Peridotitok</i>			
26.	Wehrlit	Denevértáró oldalvágat	3,410
27.	Amfibolperidotit	Denevértáró 15,2 m	3,422
28.	Ércperidotit	Majorárok 192 m	3,596
29.	Ércperidotit	Denevértáró 18,5 m	3,835

Sor- szám	Kőzet	Leőhely	Fajsúly
<i>Piroxenitek</i>			
30.	Amfiboldiallagit	Denevértáró 15,72 m	3,435
31.	Amfibolpiroxenit	Denevértáró 22,70 m	3,480
32.	Diallagit	Denevértáró 18,10 m	3,493
33.	Amfibolpiroxenit	Denevértáró 25,00 m	3,513
34.	Piroxenit	Denevértáró 16,70 m	3,523
35.	Ércdiallagit	Denevértáró 29,00 m	3,682
36.	Ércamfiböldiallagit	Denevértáró 26,00 m	3,710
<i>Hornblenditek</i>			
37.	Diallaghornblendit	Tóbérc É-i oldal	3,138
38.	Hornblendit	Majorárok 160 m	3,160
39.	Apatitos hornblendit	Majorárok 130 m	3,170
40.	Biotithornblendit	Majorárok 231 m	3,175
41.	Augithornblendit	Majorárok 143 m	3,198
42.	Olivindiallaghornblendit	Denevértáró 14,5 m	3,210
43.	Hornblendit	Majorárok 129 m	3,231
44.	Nagyszemű hornblendit	Majorárok 142 m	3,242
45.	Érchornblendit	Majorárok 230 m	3,255
46.	Diallaghornblendit	Denevértáró 15,3 m	3,325
47.	Piroxénhornblendit	Denevértáró 21,7 m	3,398
48.	Olivinhornblendit	Denevértáró 26,5 m	3,420
49.	Titanithornblendit	Majorárok 146 m	3,426

A feltüntetett közettípusok fajsúly szerinti kiértékeléséből a következő megállapítások szűrhetők le:

A diabázok csoportjában a 10 változat közti fajsúlykülönbség 0,189. A típusos szpilitdiabáztól — az ofitos, szemcsés, porfiros tagokon át — a gabbródiabázig a fajsúly fokozatosan nő, ami egyben a színes szilikátok és érc tartalom emelkedését is jelzi. Bizonyos függőleges differenciáció már e csoporton belül is jelentkezik. A fokozatos átmenetre a Tardosi-bányafal szolgáltatja a legszebb példát.

Megfigyelhető, hogy a vonulat Ny-i szárnyának diabázait kisebb SiO_2 , nagyobb fénoxid tartalom jellemzi. A Na_2O túlsúlya a K_2O -val szemben valamennyi közettípusra jellemző.

A diabázok vegyi alkotását a NIGGLI-féle értékek alapján vizsgálva: a közetek többsége a *gabbródioritos* magmatípushoz tartozik. Egyedül a Ny-i perem (Ortáshegy) gabbródiabáza *normal-gabbró*.

A gabbró sorozatában a fajsúlykülönbség a két szélső tag között lényegesen nagyobb: 0,558, a fémtartalom az ércanortozitgabbróban éri el a legmagasabb értéket, a MgO a piroxéngabbróban a legnagyobb. A TiO_2 -tartalom párhuzamosan növekszik az oxidérek mennyiségével. E típusokban jelentkezik a titánaugit is legszebb kifejlődésében. Gabbróink NIGGLI szerint a normálgabbró-típus képviselői, néha az issites és ossipites magmatípus határán. Általában az irodalomban szereplő gabbróknál vasoxidban gazdagabbak (28) és a Na_2O túlsúlya kiugró:

Bükkhegységben $\text{Na} : \text{K} = 23 : 1$
Külföldön $\text{Na} : \text{K} = 3,4 : 1$

Az egyásványos (monominerális) kőzeteket a tilaitok képviselik. Még bázisosabb és nagyobb fajsúlyú a három fő típus színes szilikátja: olivin (gabbróperidotit), piroxén (gabbrópiroxenit) és amfibl (gabbróhornblendit).

A két szélső tag közötti fajsúlykülönbség 0,580. Tehát a gabbró-fajtákénál nagyobb. A gabbrók és tilaitok közötti átmenetet 0,060 értékkülönbség is jelzi.

NIGGLI-rendszerében a peridotitos, piroxenites és hornblendites magmába sorolhatók. Az utóbbiak az issites magma felé való eltéréssel. A két első csoportban a CaO túlsúlya jelentkezik a MgO -val szemben.

Az ultrabázitok közül a peridotitokat még nagyobb bázisosság, TiO_2 és FeO -gazdagság jellemzi. A wehrlit fajsúlya a legnagyobb, s bár a tagok fajsúlyingadozása kismértékű, értéke így is eléri a 0,425-öt.

A bükkgésgési peridotitokat élesen megkülönbözteti minden más külföldi típustól a vasoxidok nagy mennyisége, nagy TiO_2 és csekély MgO arány, valamint a már említett jellegzetes alkáli-viszony.

A piroxenitek fénoxidtartalom szempontjából az ultrabázitok második értékes csoportját alkotják. A sorozat fajsúlyhatárértékei között aránylag kicsi az ingadozás: 0,275. Az ércdiallagit vasoxidgazdagsága azonban így is kitűnik. Jól beleilleszkednek a NIGGLI-rendszer ortoaugitosa és piroxenites magmái közé. A hornblenditbe átmenő változatok már savanyúbbak.

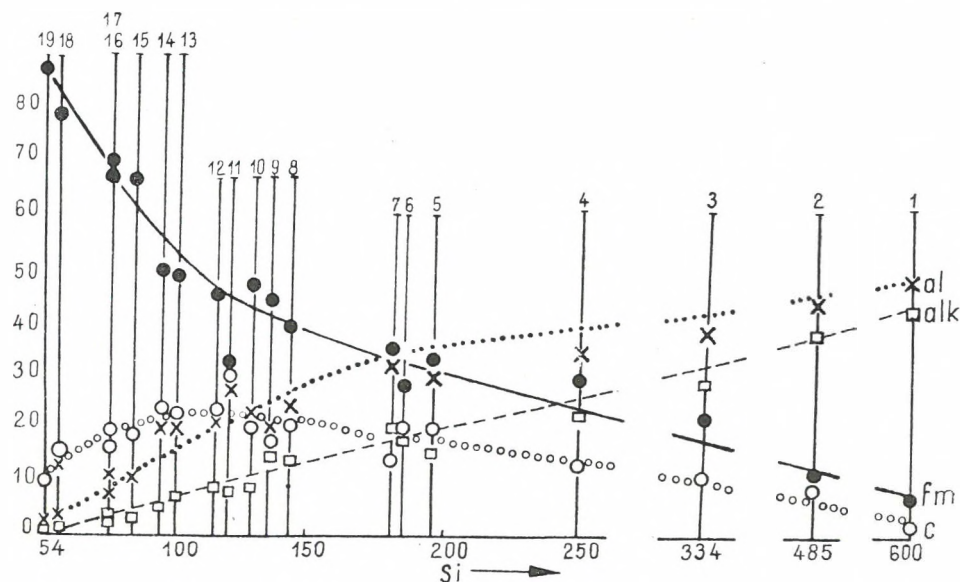
A hornblenditek igen változatos ásványos összetételt képviselnek. Egyikben a biotitnak, másikban a titanitnak vagy apatitnak van jelentős szerepe. Az augitban gazdag hornblenditben nagy a Ca -tartalom. NIGGLI rendszerében a hornblendit és hornblenditperidotit magmákhoz állanak

Szarvaskői eruptívumok NIGGLI-értékei (28)

Sor- szám	si	al	fm	c	alk	Kőzetnév
1	601	47,5	8,5	2	42	albitgránit-skizolit
2	485	42,5	11	9,5	37	albitgránit
3	333	37,5	22,5	11,5	28,5	kvarediorit
4	244	34	29	14,5	22,5	kvarediorit
5	193	31,5	32,5	20	16	diorit
6	183	34	27,5	20	18,5	diorit
7	180	32	33	14,5	20,5	dioritgabbró
8	142	25	38,5	21,5	15	gabbródiorit
9	135	21,5	44,5	17,5	16,5	gabbródiorit
10	130	22	47	21,5	9,5	spesszartit
11	119	28	33,5	30	8,5	gabbró
12	117	22	45	24	9	diabáz
13	103	20	47,5	25,5	7	melafir
14	96	21	50,5	23,5	5	gabbró
15	87	11,5	66	19	3,5	pikritdiabáz
16	77	11,5	67	17,5	4	tilait
17	77	9	67,5	20,5	3	amfibololit
18	57	3,5	78	16,5	2	piroxenit
19	54	2	87	10	1	peridotit

közel. Átmeneti tagok vezetnek részben a piroxenitekhez, részben a peridotitokhoz (olivinhornblendit). Fajsúly szempontjából a szélső tagok közötti különbség 0,309.

A legsavanyúbb magmatit a tömött és szemcsés diabáz (2,808) és legbázisosabb ércperidotit (3,835) fajsúlya között a különbség 1,027. Az érc-, ill. fémoxidtartalom meglehetősen széles skálán változik, ami



6. ábra. Szarvaskői eruptívumok NIGGLI-féle differenciációs diagramja —
Diagramme de différentiation de NIGGLI des roches éruptives de Szarvaskő

nemcsak anyagi alkotás, hanem gyakorlati jelentőség szempontjából is figyelmet érdemel.

Amint a NIGGLI-értékekből megállapítható a SiO_2 csökkenésével arányosan fogy az Al_2O_3 és alkáliák mennyisége, és növekszik a $Fe_2O_3 + FeO$ és MgO -tartalom. A CaO értékei ingadoznak. Legnagyobb szerepük a plagioklászús diorit- és gabbrótípusokban van.

A diagramban leolvasható a kőzetek vegyi összetételének törvényszerűsége és a magmahasadás folyamata. Az *al*- és *alk*-paraméterek a bázisoság növekedésével egymáshoz hajlanak, konvergálnak. A vonalak kereszteződései (izofáliái) is a bázisos kőzetek területére összpontosulnak (l. a 6. ábrát).

VI. RÉSZLETES KUTATÁSOK A SZARVASKŐI GABBRÓ- PERIDOTIT-PLUTON TERÜLETÉN

a) Az 1936—37. évi vasbányahegyi kutatás

Az Iparügyi Minisztérium 1936—37. folyamán a Vasbányahegy Denevértáró körüli területén felszíni aknáztatással és kutatófúrásokkal kívánta tisztázni a wehrlittömeg kiterjedését és vastagságát. A kutatások irányítását VENDL A. műegyetemi professzor vállalta. Több kutatóknán és bevágáson kívül 7 db 600 m-nél kisebb mélységű fúrás harántolta a kőzetösszletet 39 m átlagos mélységig, 273 fm összhosszúságban.

A fúrások rétegszelvényeit a Vegyipari és Energiaügyi Minisztérium Ércbányászati Igazgatósága bocsátotta rendelkezésemre. Sajnos, a fúrások helyszínrajza a második világháború folyamán elveszett, s így a fúrások közti szelvények megszerkesztése csak részben oldható meg.

A fúrásszelvények kiértékeléséből a következő megállapítások vonhatók le:

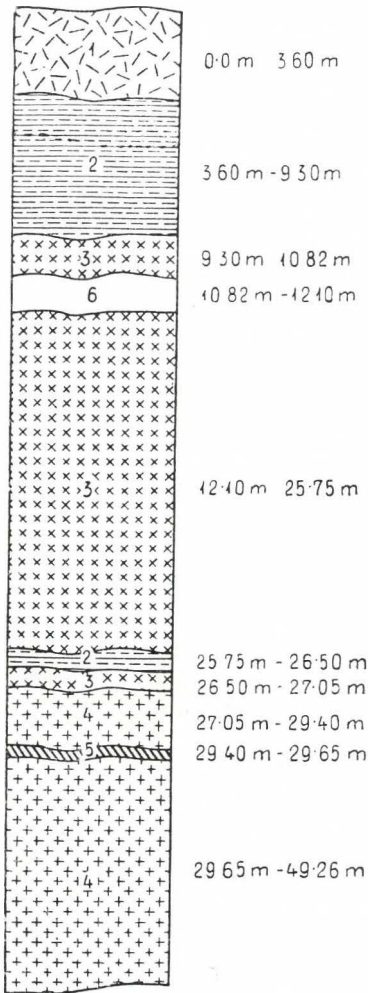
A hét fúrás közül csak kettő (3, 7 sz.) harántolt szürke, illetve sötét-szürke agyagpalát. A 6. sz. fúrásban csak gabbró jelentkezett keskeny wehrlitsávokkal.

A többi fúrásban (1, 2, 4, 5, 7 sz.) a gabbró vékonyabb-vastagabb wehrlitslírekkal váltakozik. Legvastagabb összefüggő wehrlittömeget az 1. és 2. fúrás harántolt, amelyek nyilván közvetlenül a Denevértáró fölött települtek, és a peridotittömlő közepén kialakult wehrlittestet érte (6,22 m). A többi fúrás ismétlődő ércdús sírket harántolt.

VENDL (30) közleményében ismertette a wehrlittest méreteit, elhelyezkedését, és a kutatás adatai alapján tömegéről is reálisabb képet adott.

Megállapítható, hogy az ércperidotittömlő nem nagy méretű, s így az 50—100—150 m-es távolságokban telepített fúrások az ércetest más-más részét harántolták. Részben (3, 6. fúrás) már a peridotitslíren kívül haladtak a mélybe.

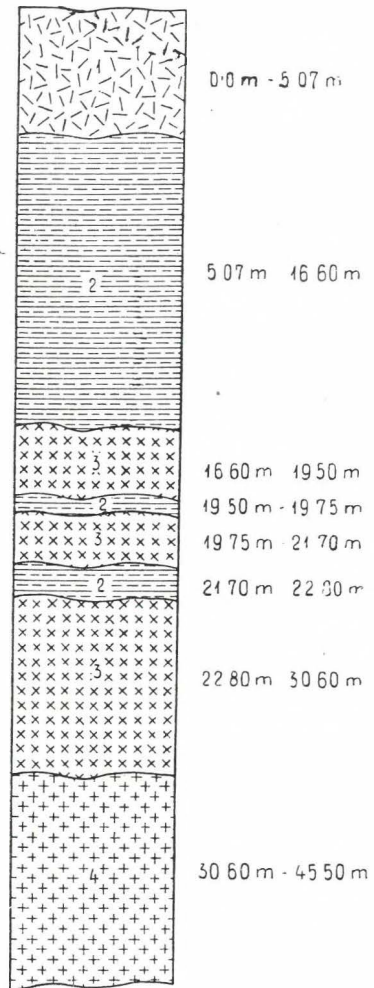
Ha feltesszük a földtani-teleptani vizsgálatok alapján, hogy a vasbányahegyi peridotittömlő arányban áll a vele genetikailag összefüggő majortetői diabáztömeg méreteivel, akkor arra a következtetésre kell jutnunk, hogy a vonulat ÉNy-i szárnyának a Malomhegy—Kerekhegy-közi hatalmas diabázgerincéhez ugyancsak tartozik megfelelő mélységi gabbró-peridotittömeg, mely a Vasbányahegyinél jelentősebb érces kőzettestet foglalhat magába.



$M_x = 0 \quad 2 \quad 4 \quad 6 \quad 8 \quad 10 \text{ m}$

$M_y = 0 \quad 0.05 \quad 0.10 \quad 0.15 \quad 0.20 \quad 0.25 \text{ m}$

7. ábra. Vasbányahegy 1. fúrás szelvénye (1936). *Jelmagyarázat*: Pleisztocén: 1. nyirok; Kréta: 2. elbontott limonitos gabbro, wehrlit-nyomokkal, 3. wehrlit, 4. gabbro kvarcos, illetve kalcitos erekkel, 5. agyagpala, 6. üreg — *Coupe du forage No. 1. de Vasbányahegy (1936)*. Légende: Pléistocène: 1. limon; Crétacé: 2. gabbro limonitifère altéré avec des traces de wehrlite, 3. wehrlite, 4. gabbro à veines de quartz ou de calcite, 5. schiste argileux, 6. cavité



$M_x = 0 \quad 2 \quad 4 \quad 6 \quad 8 \quad 10 \text{ m}$

$M_y = 0 \quad 0.05 \quad 0.10 \quad 0.15 \quad 0.20 \quad 0.25 \text{ m}$

8. ábra. Vasbányahegy 2. fúrás szelvénye (1936). *Jelmagyarázat*: Pleisztocén: 1. nyirok; Kréta: 2. elbontott limonitos gabbro, wehrlit-nyomokkal, 3. wehrlit, 4. gabbro kvarcos, illetve kalcitos erekkel — *Coupe du forage No. 2. de Vasbányahegy (1936)*. Légende: Pléistocène: 1. Limon; Crétacé: 2. gabbro limonitifère altéré, avec des traces de wehrlite, 3. wehrlite, 4. gabbro à veines de quartz ou de calcite

A megfigyelések arra vallanak, hogy nem egyetlen, összefüggő ércdús ultrabázittömlő rejtőzik a mélyben, hanem a magmatektonikai mozzanatoknak megfelelően több, egymáshoz közel álló tömegében széttagolódott, kisebb-nagyobb tömlők láncolata.

VENDL adatai szerint az 1—2—6. fúrás tisztázta, hogy a wehrlittest 70×30 m-es ellipszoid, amelynek főtengelye ÉÉK—DDNy-i irányú, és enyhén Ny felé dől. A bezáró agyagpala helyzete azonos, az eruptív test tehát konkordáns településű.

Az egyes fúrások adatainak kiértékeléséből a következő eredmények szűrhetők le:

1. fúrás. Wehrlitesíkos gabbróval kezdődik, majd egyetlen, 6,22 m vastag wehrlittömegben halad, és talpig gabbróban folytatódik. Gabbróvastagság 27,56 m. A gabbró gyakran pirites. Jellemző, hogy a gabbró- és wehrlitsávok ritmikus ismétlődésben váltakoznak. Talpmélység 49,26 m (7. ábra).

2. fúrás. Váltakozó vastagságú gabbró- és wehrlitsávok ismétlődnek. Gabbró összvastagsága 27,78, a wehrlité 12,65 m. Itt is feltűnő a gabbró és ércperidotit szakaszos ismétlődése (3, 2, 8 m vastag). Talpmélység: 45,50 m (8. ábra).

3. fúrás. E szelvényben csak gabbrót harántolták 25,13 m vastagságban. A wehrlit hiányzik. A gabbróban mélyebb szintben galenitnyomok találhatóak. A gabbró alatti palavastagság 22,40 m. Talpmélység 47,53 m.

4. fúrás. Uralkodó a gabbró, amelyet csak keskeny wehrlitsávok (2,30, 2,25, 0,45, 0,20 m) szakítanak meg, szakaszos ismétlődésben. Palát a fúrás nem harántolt. Talpmélység 36,84 m.

5. fúrás. Legérdekesebb fúrás: a wehrlit nyolcszor ismétlődik a következő vastagságméretekkel: 1,65—0,70—0,10—0,10—0,10—0,05—0,05—1,33 m. Pala csak 0,10 m zárványként jelenik meg 29—30 m között a főtömeg gabbrójában. Feltűnő a sokszori váltakozás, ami kétségtelenül a kívülről befelé haladó szakaszos kristályosodásmenetet igazolja. Talpmélység 30,00 m.

6. fúrás. Csak gabbrót harántolt, tehát már kívül esett a wehrlittesten. Nyilván ezért nem haladt mélyebbre. Talpmélység 26,00 m.

7. fúrás. Az 5-öshöz hasonló szelvényt árul el. Szembetűnő a wehrlitsávok négyszeres ismétlődése, felfelé csökkenő vastagsággal: 3,05—1,37—0,63—0,70 m. E fúrásszelvényben jelentkezik legszebben a fedő- (11,05 m) és fekűgabbró (8,65 m). 12 cm-es kovás, kontakt palasáv után a fúrás 22,70 m vastagságban szürke, majd sötétszürke agyagpalát harántolt. Talpmélység 59,80 m.

A VENDL-féle kutatófúrások szelvényeit eredeti leírásban a következőkben közöljük:

Szarvaskő 1. fúrás szelvénye

0,00 — 3,60 m	nyirok.
3,60 — 9,30 m	elbomlott gabbró, helyenkint wehrlit-beágyazással (5,30—5,50, 4,60—4,65, 6,10—6,30 m).
9,30 — 10,82 m	wehrlit.
10,82 — 12,10 m	üregbe ért a fúró.
12,10 — 23,85 m	repedékes wehrlit, helyenkint bomlott.
23,85 — 25,75 m	elbomlott wehrlit.
25,75 — 26,50 m	elbomlott gabbró wehrlitnyomokkal, kissé pirites.
26,50 — 27,05 m	wehrlit állékonyabb, kissé pirites.
27,05 — 29,40 m	elbomlott gabbró.
29,40 — 29,65 m	agyagbeágyazás.
29,65 — 30,15 m	elbomlott, kissé pirites gabbró, helyenkint wehrlites.
30,15 — 35,75 m	elbomlott gabbró, kissé pirites, helyenkint wehrlitnyomokkal, calcitos erekkel.
35,75 — 49,26 m	állékonyabb gabbró, kissé pirites és kvarcos, 41,80 m-nél ércnyomok.

Szarvaskő 2. fúrás szelvénye

0,00 — 5,07 m	nyirok.
5,07 — 16,60 m	elbomlott gabbró.
16,60 — 19,50 m	repedékes wehrlit.
19,50 — 19,75 m	elbomlott gabbró.
19,75 — 21,70 m	wehrlit.
21,70 — 22,80 m	elbomlott gabbró.
22,80 — 30,60 m	wehrlit.
30,60 — 42,80 m	elbomlott gabbró, kissé pirites.
42,80 — 43,00 m	kvarcosodott gabbró.
43,00 — 45,50 m	állékonyabb gabbró, kissé pirites, kvarcos.

Szarvaskő 3. fúrás szelvénye

0,00 — 4,00 m	nyirok.
4,00 — 21,30 m	elbomlott limonitos gabbró.
21,30 — 22,40 m	zöldes gabbró, kalciterekkel.
22,40 — 40,45 m	szürke agyagpala (30,30—30,95 m-ig kissé kvarcos, helyenként pirites).
40,45 — 40,55 m	kova galenitnyomokkal.
40,55 — 47,27 m	szürke agyagpala.

Szarvaskő 4. fúrás szelvénye

0,00 — 3,80 m	nyirok.
3,80 — 5,80 m	elbomlott limonitos gabbró, helyenkint wehrlitnyomokkal.
5,80 — 8,10 m	kissé bomlott wehrlit.
8,10 — 8,40 m	limonitos gabbró.
8,40 — 10,65 m	kissé bomlott wehrlit.
10,65 — 11,10 m	wehrlit.
11,10 — 11,80 m	limonitos gabbró, kissé wehrlites.
11,80 — 12,00 m	wehrlit.
12,00 — 16,10 m	gabbró, kissé wehrlites, helyenkint pirites.
16,10 — 36,84 m	gabbró, helyenkint zöldkövesedett kalcitos és kvarcos erekkel, kissé pirites.

Szarvaskő 5. fúrás szelvénye

0,00 — 1,15 m	nyirok, wehrlit beágyazásokkal.
1,15 — 2,80 m	wehrlit.
2,80 — 3,20 m	elbomlott, limonitos gabbró.
3,20 — 3,90 m	wehrlit.
3,90 — 4,60 m	elbomlott, limonitos gabbró.
4,60 — 4,70 m	wehrlit.
4,70 — 6,70 m	limonitos gabbró.
6,70 — 6,80 m	wehrlit.
6,80 — 10,20 m	limonitos gabbró.
10,20 — 10,30 m	wehrlit.
10,30 — 13,25 m	limonitos gabbró.
12,25 — 13,30 m	wehrlit.
13,30 — 14,70 m	limonitos gabbró.
14,70 — 14,75 m	wehrlit.
14,75 — 15,10 m	limonitos gabbró.
15,10 — 15,32 m	agyag.
15,32 — 16,65 m	wehrlit.
16,65 — 19,80 m	szürke gabbró kvarcos erekkel, a hasadéklapokon limonitos.
19,80 — 29,05 m	zöldkövesedett gabbró, kvarcos erekkel.
29,05 — 29,15 m	szürke pala.
29,15 — 30,00 m	zöldkövesedett gabbró kvarcos erekkel, pirites.

Szarvaskő 6. fúrás szelvénye

0,00 — 3,20 m	nyirok.
3,20 — 20,70 m	limonitos gabbró, helyenként wehrlitnyomokkal.
20,70 — 23,80 m	szürke gabbró wehrlitnyomokkal, helyenkint limonitos gabbró beágyazással.

23,80 — 26,00 m limonitos gabbró, kissé wehrlites.
26,00 — szürke gabbró kvarcos erekkel, helyenkint zöldkövesedett és pirites.

Szarvaskő 7. fúrás szelvénye

0,00 — 2,25 m nyirok.
2,25 — 13,30 m elbomlott limonitos gabbró, (9,20—9,90 m wehrlites).
13,30 — 15,00 m gabbró.
15,00 — 18,50 m erősen wehrlites gabbró.
18,50 — 19,00 m limonitos gabbró, wehrlites.
19,00 — 19,20 m wehrlites gabbró.
19,20 — 22,50 m limonitos gabbró.
22,50 — 23,13 m elbomlott wehrlit.
23,13 — 24,50 m wehrlit.
24,50 — 24,70 m zöldkövesedett gabbró, erősen wehrlites.
24,70 — 27,75 m wehrlit.
27,75 — 29,00 m elbomlott gabbró wehrlit nyomokkal.
29,00 — 36,40 m elbomlott gabbró kvarcos erekkel.
36,40 — 46,80 m szürke agyagpala.
46,80 — 46,92 m kvarcos beágyazás, kovás pala.
46,92 — 48,30 m szürke agyagpala.
48,30 — 59,00 m sötétszürke agyagpala.

*Denevértáró körüli árkok, aknák adatai (1—30.)
1937. évi kutatómunkálatok**

Sor- szám	Közelminőség	Hosszú- ság cm	Széles- ség cm	Mély- ség cm
1.	Wehrlittörmelékes vörös nyirok, agyag	366	60	160
2.	Wehrlittörmelékes vörös nyirok, agyag	208	60	218
3.	Wehrlittörmelékes vörös nyirok, agyag	263	65	193
4.	Gabbrótörmelékes nyirok, alatta gabbró	203	60	100
5.	Palatörmelékes talaj, alatta kontakt agyagpala	160	60	153
6.	Homok (40—50 cm), alatta kavicsos nyirok (90 cm)	170	70	206
7.	Wehrlittörmelékes nyirok	120	62	104
8.	Wehrlittörmelékes nyirok	250	120	283
9.	Gabbrótörmelékes nyirok	230	120	326
10.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	270	60	240
11.	Gabbró- és wehrlittörmelékes nyirok	290	60	240
12.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	290	60	190
13.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	260	65	190
14.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	260	65	130
15.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	230	65	140
16.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	223	55	163
17.	Gabbrótörmelékes nyirok	180	60	150
18.	Wehrlittörmelékes nyirok, alatta wehrlit szálban	190	100	326
19.	Vörösarna nyirok	193	70	120
20.	Nyirok (60 cm), alatta gabbró szálban	203	60	213
21.	Nyirok (60 cm), alatta gabbró szálban	170	65	135
22.	Nyirok (60 cm), alatta gabbró szálban	120	60	156
23.	Hornblendit, Majorárok 100 cm mélyen, ÉNy felé	264	—	100
24.	Árok alján gabbró szálban	223	80	160
25.	Árok alján wehrlit szálban	193	60	110
26.	Árok alján wehrlit	160	70	180
27.	Árok alján gabbró szálban	170	60	170
28.	Árok alján wehrlit szálban	213	65	180
29.	Erdészháztól Ny-ra fekvő árokban pirites agyagpala		B e v á g á s	
30.	Talaj alatt kontakt agyagpala	—	—	—

* PAPP F. adatai alapján táblázatba foglalta a szerző. Helyszínrajz nem maradt fenn.

b) A Vasbányahegy kőzettani felépítése

Kutatásaink célja a szarvaskői bázisos eruptív testen belül a gabbró és az ultrabázitok kibúvásainak pontos rögzítése volt (9. ábra).

A Vasbányahegy K-i lejtőjét a Denevértároló alatt, vörösseszürke, agyagpalára települt gabbró építi fel. Uralkodóan diallagamfibrol-gabbró ez, amely a felszínen és elválási lapjai mentén erősen elváltozott. Az ércek és a színes szilikátok bomlásából képződött vashidroxid a kőzetet és a felszíni nyiroktalajt vörösbarnára színezi. E földpátdús, töredezett gabbró egyre sötétedő gabbróperidotitba megy át.

A 290° irányban haladó tároló bejáratának kőzete 0—4 m között amfibolos olivingabbró. 4 m után a plagioklászok mennyisége csökken, és 7 m-nél meredek dőlésű diallagamfibrolit-slírek ékelődnek be. 11 m-nél a földpát csaknem teljesen hiányzik. Lényeges szerephez jut a biotit, amely hiperszténnel és diallagittal társul. Az érc — uralkodóan magnetit, alárendelten ilmenit — aránya fokozatosan nő.

14,2 m-nél a peremi ultrabázit-sorozat kevesebb amfibolt tartalmazó olivindiallagittal folytatódik. 14,7 m-től kezdve a színes szilikátok közül a piroxén (diallag, hipersztén, kevés bronzit) és olivin válik uralkodóvá. 16,1 m-től a tároló kőzete peridotit, helyenkint világos ércplagioklászit-slírekkel. 16,7 m-nél jelentkezik az ércperidotit (wehrlit), majd ennek 4,2 m-es sávja után újra amfiboldiallagit alkot keskeny visszatérő közbeékelődést. Az érc tartalom e sávban a legdúsabb. 19,7 m-től érchen szegényebb peridotit és piroxenit hornblendit-slírek váltakoznak. 18—19 m között 5 m hosszú, 198°-irányú baloldali oldalvágat következik, amelyben uralkodó kőzet az ércperidotit, helyenkint kevés biotittal. 19,9 m-től 24,1 m-ig amfiboldiallagitos és ércperidotitos sávok cserélődnek, változó érc tartalommal. 23,8 m-nél 8,8 m hosszú, 346° irányban haladó jobb oldali tárológat következik, amely ércdús olivinamfibolitban és dunitban halad. A vágat iránya megegyezik az ércperidotitos slírek csapásirányával. 27,0 m-től 31,9 m-ig a tároló kőzete ércdúsabb peridotit-változat. A vájvégen feltehetőleg vető szakítja meg az ultrabázittestet; erre utal a zárófal világosabb, élesen határolódó diallagamfibolitja.

A Denevértároló szelvénye azt igazolja, hogy a Vasbányahegy ércperidotitja ultrabázittípusok között, vékonyabb-vastagabb slírekben alakult ki.

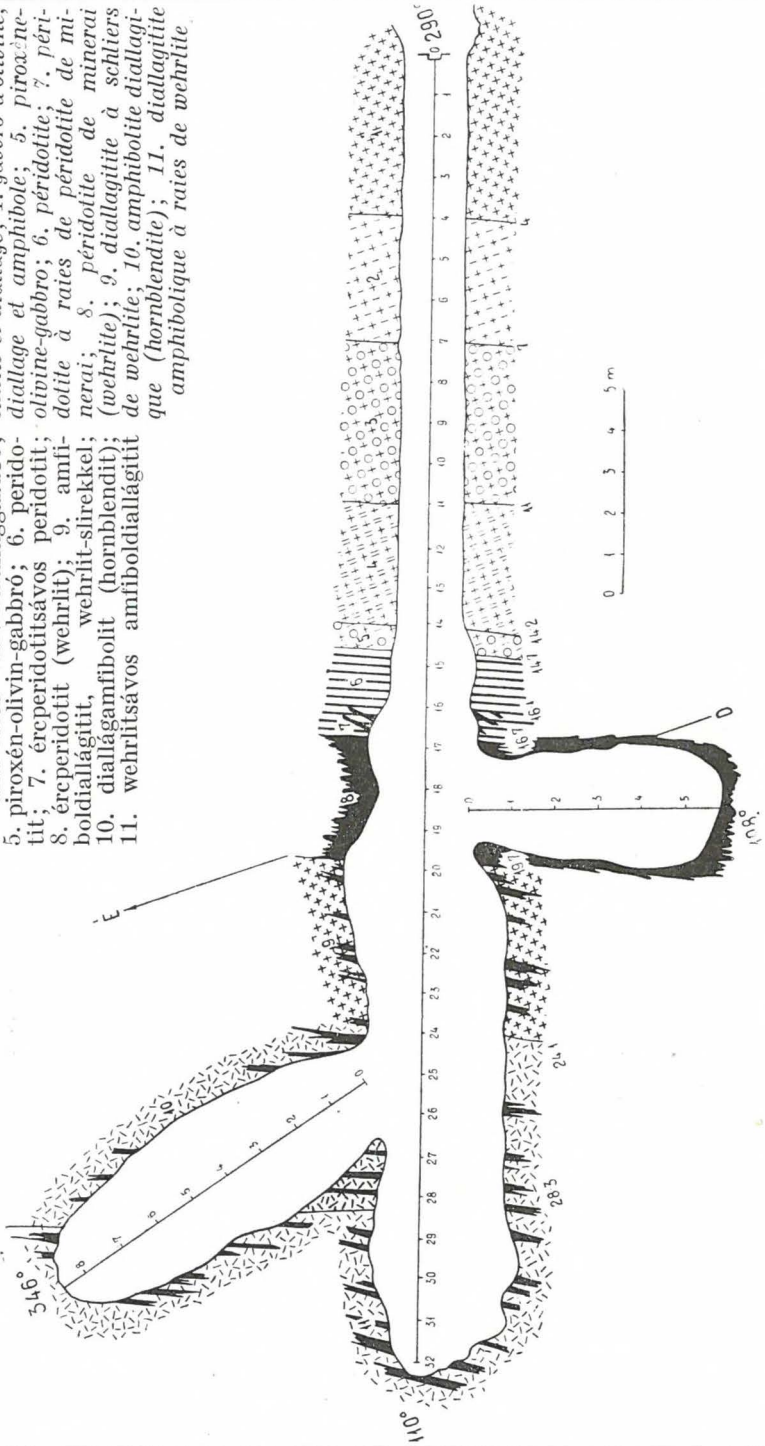
A sorozat a tárolószájánál normál-gabbróval kezdődik, majd amfibolit- és tilaitípusokban folytatódik, és 15 m-től érchen dúsabb és szegényebb peridotit-fajtákban fejeződik be.

A Denevértároló szelvénye gabbró-peridotit-tömlőt keresztez. Az ezt burkoló agyagpalarétegek az ultrabázittest jelentékeny részével együtt már lepusztultak.

Az eredeti magmatömlő endogén burkai közül a külső gabbróköpeny Ny—K-i irányban 10—12 m vastag. Befelé haladva hornblenditek, majd amfibollal átszőtt tilaitok öve következik 5—6 m vastagságban. Fontosabb szerepük van a biotithornblenditeknek. Innen kezdve a tároló végéig a

9. ábra. A Denevértáró kőzettani szelvénye. *Jelmagyarázat:* 1. amfibolos olivingabbro; 2. olivindiallaggabbro, ortoamfibol-slirekkel; 3. biotithipersztén-diallaggabbro; 4. amfibolos olivindiallaggabbro; 5. piroxén-olivin-gabbro; 6. peridotit; 7. ércperidotitsavas peridotit; 8. ércperidotit (wehrlit); 9. amfiboldiallaggitt, wehrlit-slirekkel; 10. diallagamfibolit (hornblendit); 11. wehrlitsavas amfiboldiallaggitt

— *Coupe pétrographique de la galerie Denevér.* Légende: 1. gabbro à amphibole et olivine; 2. gabbro à olivine et diallage avec schliers orthoamphiboliques; 3. gabbro à biotite, hypersthène et diallage; 4. gabbro à olivine, diallage et amphibole; 5. piroxène-olivine-gabbro; 6. péridotite; 7. péridotite à raies de péridotite de minerai; 8. péridotite de minerai (wehrlite); 9. diallagite à schliers de wehrlite; 10. amphibolite diallagite (hornblendite); 11. diallagite amphibolique à raies de wehrlite



peridotitmag ércdúsabb tömege tárul elénk. A wehrlit nem alkot összefüggő, egynemű tömeget, hanem a régi felfogással ellentétben az ultrabázitösszletben vékonyabb-vastagabb elkülönülésekben, slírekben jelenik meg. Az oxidos és kisjelentőségű szulfidos érc megoszlása burkonként változó.

A magmatömlő közettípusai egymással rokonságban állnak. A leukokrata telérek és érc koncentrátum között a vegyi összetétel és magmás állapotfeltételek törvényszerű sorrendjében minden átmenet megtalálható.

PÁLFY M. a vasbányahegyi wehrlitet lakkolitnak tartotta, amelynek tömege és érc tartalma a mélység felé nő. VENDL szerint a közzettest agyagpalára települt gabbróintrúzió, amelynek felső része fokozatosan megy át wehrlitbe. 25—60 m körüli kutatófúrásai részben az ultrabázitslír alatti gabbróban, részben a fekűt alkotó palában fejeződtek be.

1953—54. évi kutatásaink szerint a felynyomuló, bázisos magma gabbróvá szilárdult, ha előzőleg hegyszerszerkezetileg átmozgatott, gyűrt palaösszletbe hatolt, ahol tömlő alakú magmatestekben lassúbb ütemű, teljes kristályosodásra, valamint anyagbeli szétkülönülésre kedvező fizikai és kémiai feltételek megvoltak.

A felynyomult magma nem függőleges irányban, a mélység felé kristályosodott át fokozatosan gabbróvá, hanem a palák közé hatolt magma-tömeg a befogadó üledékösszlettel egyező településű, lencsésen elnyúlt tömlőkben, egész tömegében durvakristályos, gabbróidális közzetté merevedett. A vasbányahegyi gabbró-peridotit e jellegzetes tömlőtípust állítja elénk.

Érdekes áttekintést kapunk, ha a denevértárai ultrabázittest közzeteinek titán- és vasoxidtartalmát kívülről-befelé haladva, a SiO_2 -tartalom függvényében kísérik figyelemmel.

Sorszám	Méter	Kőzet	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	FeO
1.	15,1	olivinpiroxenit	31,74	14,60	7,64	22,20
2.	15,2	amfibolperidotit	32,21	9,22	3,79	28,55
3.	15,6	amfibolpiroxenit	30,82	18,80	1,50	22,15
4.	15,7	amfiboldiallagit	36,97	8,65	10,34	19,60
5.	16,7	piroxenit	31,70	10,10	13,20	24,00
6.	18,1	diallagit	30,00	10,84	6,70	20,53
7.	18,5	ércperidotit	29,62	8,78	8,14	33,84
8.	18,5	titánvasérc	2,54	41,34	11,49	38,60
9.	25,0	amfibolpiroxenit	30,90	6,32	11,06	31,40
10.	26,0	ércamfiboldiallagit	25,16	9,56	18,59	28,39
11.	27,0	peridotitpiroxenit	28,35	7,75	7,85	22,07
12.	29,0	ércdiallagit	26,70	8,89	19,31	23,60

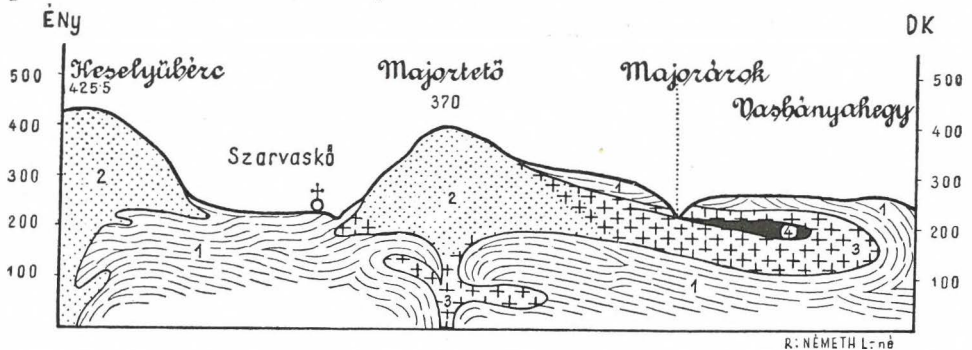
A táblázat adataiból megállapítható, hogy a Ti -tartalom főhordozója a titánvasérc (ilmenit) és titanomagnetit, de jelentékeny Ti -mennyiség kapcsolódik a színes szilikátokhoz is. A Ti -tartalom nagyságrendje az

ultrabázit-tilait-slírek eltérő anyagi és ásványos összetételében jellegzetesen tükröződik, de élesen nem határolható el. Mivel kohósításkor a *Ti*-tartalom a szilikátsalakban dúsul fel, feltehető, hogy fémtitán kinyerése szempontjából valamennyi ultrabázitfajta eredményesen felhasználható.

c) A Majorárok kőzettani szelvénye

A Vasbányahegyet a Majortetőtől elválasztó Majorárok természetes feltárásában az egész hegy kőzettani keresztmetszetét figyelemmel kísérhetjük (10. ábra).

Az időszakos patakmeder torkolatánál, a műút mellett, szürke agyagpala bukkan felszínre, amelyet a mederben 82 m hosszan alluviális hor-



10. ábra. Harántszelvény a Keselyűbérc—Majortető—Vasbányahegyen át. Jelmagyarozat: 1. pala; 2. diabáz; 3. gabbró; 4. ultrabázit — Coupe transversale à travers Keselyűbérc—Majortető—Vasbányahegy. Légende: 1. schiste; 2. diabase; 3. gabbro; 4. ultrabasite

dalék borít. Innen felfelé haladva a meder összeszűkül, és falaiban újra pala látható $339/32^\circ$ dőléssel.

Az első eruptívum 102 m-nél jelenik meg, pados elválású gabbró alakjában. A padok dőlése $161/6-8^\circ$.

110 m-nél szűk sziklaszoros tárul elénk. A sziklák kőzete fehér, prehniteres és vastagabb kalcitcsinóros gabbró. 133 m táján jelenik meg az első hornblendit, helyenkint gabbrósávokkal. 140 m-nél a kőzet rendkívül nagyszemű, 5–8 cm-es amfiboloszlopok láthatók benne. Diallag, titánaugit és ilmenit vesz részt még a kőzet összetételében.

146 m-től a mederfalakat diallaggabbró alkotja, melyben vékonyabb-vastagabb ércperidotitos slírek figyelhetők meg. A kőzettestet e szakaszon plagioklászdús telérek és prehnites-kalcitos erek járják át.

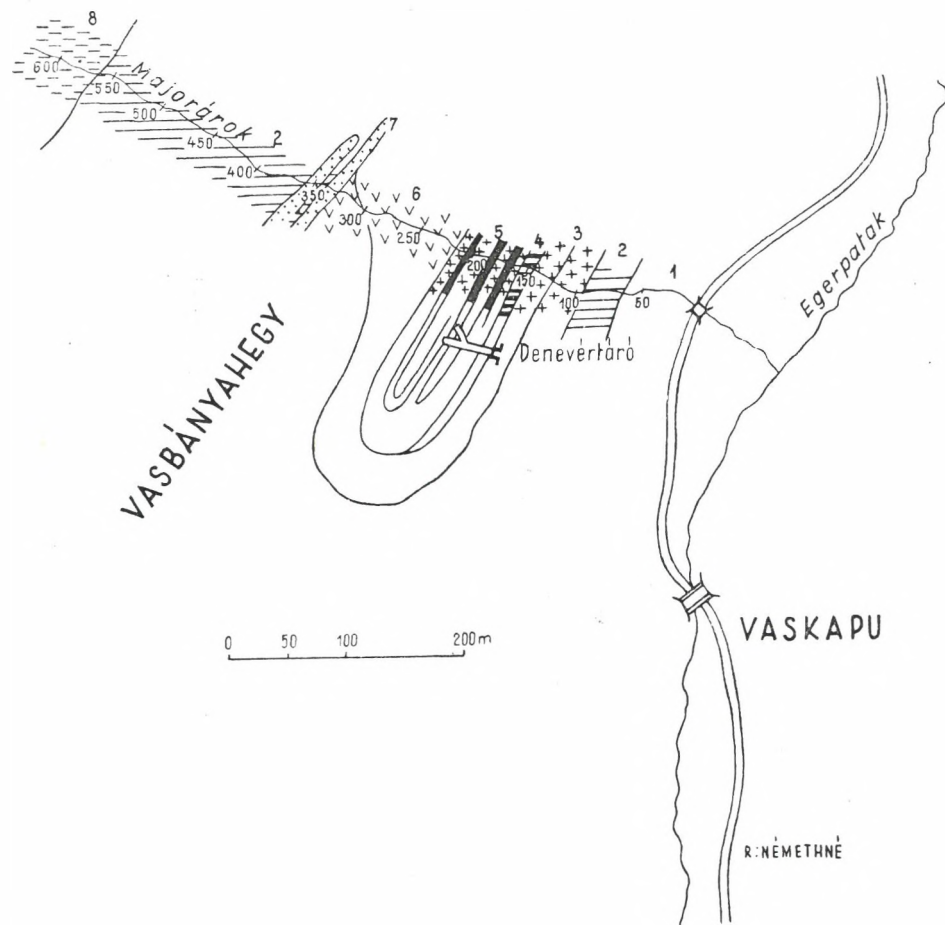
192,3 m-nél közel 20 m széles wehrlites peridotitöv jelenik meg, melyben diallaggabbró, biotitpiroxengabbró és biotithornblenditsávok váltakoznak egymással.

226 m táján összefüggő hornblenditslír következik. A kőzettest Ny felé savanyúbbá válik, és teléres-eres kifejlődésben, fokozatosan dioritba és kvarcdioritba megy át.



11. ábra. A földmágnesség vertikális intenzitásának izonomál vonalai, a szarvaskői Denevértáró környékén — Courbes isanomales de l'intensité verticale du géomagnétisme, dans les environs de la galerie Denevér, à Szarvaskő

Az eruptív-sorozatnak 8 m magas, 17 m széles homokkő-sziklagát vet véget. Kéesszürke agyagpala borul rá, amely a patak forrsávidékéig követhető. Az eruptívum és homokkő érintkezése vörös jáspisváltozatokat eredményezett; tömbjeik az árokban szóródtak szét.



12. ábra. A Majorárok köztani szelvénye (összefüggés a Vasbányahegy és Denevértáró kőzetösszetételével). *Jelmagyarázat:* 1. alluvium; 2. szürke agyagpala; 3. kalcitpréniteres gabbró; 4. hornblendit gabbrosávokkal; 5. diallág-biotit-olivingabbro wehrlitsávokkal; 6. diorit, kvarediorit és kontakt jáspis; 7. homokkő; 8. harmadidőszaki üledékek — *Coupe pétrographique du Majorárok (connexions avec les complexes de Vasbányahegy et de la galerie Denevér).* *Légende:* 1. alluvions; 2. schiste argileux gris; 3. gabbro à veines de prehnite et calcite; 4. hornblendite à raies de wehrlite; 5. gabbro à diallage, biotite et olivine avec raies de wehrlite; 6. diorite; diorite quartzeuse et jaspe de contact; 7. grès; 8. sédiments tertiaires

A kőzetek településviszonyából megállapítható, hogy a Majortető diabázban kicsúcsosodó, gabbroídális magmatömege a Vasbányahegy irányában agyagpala és homokkő közé nyomult, s ott lassú lehülés közben magmahasadáson esett át.

A kb. 150 m széles magmatömlő öves tagolódása, kívülről-befelé haladva, gabbró- és hornblenditburokkal kezdődik, majd tilait-típusokon át a tömlő tengelyében ércperidotitlírerekben fejeződik be. A Ny-i szárnyon savanyúbb dioritos kőzetváltozatokban a beolvasztott homokkő hatása tükröződik. Fehér telérek, erek jellegzetes hálózata, amelyek itt is az eruptívtest peremi övében fejlődtek ki.

Érdekes kép tárul elénk, ha a Vasbányahegy környékén a földmágneség vertikális intenzitásának izanomál-vonalait kísérjük figyelemmel. A Denevértárótól É-ra 110 m-re, a Majorárok É-i oldalán, a mérések a tárófelettihez hasonló maximumot ($>1500 \gamma$) eredményeztek. Ez indokolta az I. kutatófúrás ide telepítését. A 63 m-es fúrásszelvény tanúsága szerint, nyirokkal fedetten, a felszín közelében 17 m vastagságban wehrlitlírés, bázisos gabbró jelentkezik (l. a 11. ábrát).

Alatta szürke, aprószemű gabbró, majd 10 m-es szürke agyagpala közbetelepülésével újra világosszürke gabbró következik. Közel 9 m vastag sötétebb szürke agyagpala zárja be a fúrásszelvényt.

A Majorárok kőzettani szelvénye (12. ábra) és a terület földmágneses mérésének eredményei azt igazolják, hogy a vasbányahegyi ultrabázitos összlet a Majorárkon túl is folytatódik, és a patakmeder felső, nyilván elkeskenyedő harmadában azt szelte ketté. Az összefüggést a Majorárok-menti, hossz tengelybe eső ultrabázitsáv is bizonyítja.

d) Az Újhatárvölgy kőzettani szelvénye

Az Újhatárvölgy a szarvaskői bázisos eruptívtest DK-i oldalán kialakult, 3 km hosszú, fiatal eróziós völgy. Csaknem végig gabbróba s ennek fedőjét alkotó középső-triász palába vágódott. Ultrabázit a völgy középső szakaszán jelentkezik.

A pataktorkolattól a Margitforrásig terjedő alsó szakasz alluviális hordalékkal fedett. A forrástól ÉÉK-re agyagpala és helyenkint homokkő takarja az Eger-patak partján feltárt eruptív kőzettömeget (Tóbércbánya). A Sőhelyorom D-i oldalán, a Kispallag alján már felszínre jut a központi eruptív test aplitos-pegmatitos telérekkel átszőtt, mállott gabbrója, a Bervavölgy feltárásaiban gabbródiabáza is.

A Margitforrástól K-re 523 m-re torkollik a Siroki-lápa. Medrében 102–199 m között felszíni sziklákban jelentkezik az üledékburkából kivésett diallágamfibolgabbró-tömeg. A meder szintjében bázisosabbá válik a kőzet, és a robbantással feltárt 2 m-es mélységben már ultrabázit jelenik meg.

A Siroki-lápa torkolatától É-ra 153 m-re az ultrabázitos kőzettest 20–30 m vastag gabbróburokban összefüggő tömegben jelentkezik. E központi gabbró-peridotit-vonulat 2 km hosszan követhető a Határtető-Magasverő irányában.

Az eruptív tömeg peremövére jellemző telérhálózat itt is gazdag kifejlődésben jelenik meg.

A Margitforrástól 722 m-re, a Sólápa torkolatánál az alapközet

diallagbiotitgabbró. Ultrabázitos változatok a meder lépcsősen kiemelkedő talpán jelentkeznek. Durvaszemű hornblendit, majd amfiboldiallagit, gabbrópiroxenit és olivindiallagit alkot 400 m hosszúságban összefüggő sorozatot.

A völgyfalak mentén feltárult vastag gabbróburokban tekintélyes kiterjedésű ultrabázit-lepény helyezkedik el, melynek ásványos összetétele és titánvasérc-gazdagsága a vashányahegyihez közel álló:

Sor-szám	Kőzet	Leőhely	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
1.	Olivindiallaggabbróperidotit	Füveslápa	40,44	4,84	2,06	15,43
2.	Diallagamfibolperidotit	Torkolat	39,55	5,47	2,54	18,19
3.	Gabbrópiroxenit	Torkolat	39,69	6,75	4,47	16,48

Elemző: TOLNAY VERA

Az ultrabázitok kibúvása tovább követhető s a Cseresznyefalánál diallagamfibolperidotit jelenik meg, 3–4 cm hosszú amfiboloszlopokkal. A Határlápa előtt 839 m-nél gabbrópegmatittalér bukkan a felszínre, 10–13 cm-es amfibolkristályokkal.

A Tólapa torkolatánál bő ilmenittartalmú, sötét hipersztëndiallagabbrót tártunk fel robbantással. Hasonló kőzet bukkan felszínre a jobb oldali Csereszlápa torkolatánál is. A felszínhez közel eső ultrabázitok piroxénjei gyakran nagymértékben amfibolosodtak. A fényes csúszási vértéken rostos amfibolbevonatok észlelhetők.

1094 m táján újra pegmatitos slirtelérek jelennek meg. 1190 m-ig ezek ismétlődnek mint kisszakaszú magmahasadás termékei.

1250 m-nél a völgy É felé hajlik és 1310 m táján bázisos amfiboldiallaggabbró a mederfalak kőzete. Felette kordierites csillámszaruszirt jelzi az érintkezési határ közelségét. 1419 m-nél sötét gabbróperidotit bukkan felszínre a szűk meder falaiban. 1593 m táján a színes szilikátok újabb erős felszaporodása olivinpiroxenitet eredményez.

1717 m-nél olivingabbró az uralkodó kőzet, több mint 100 m hosszúságban. 1873 m felett újra andaluzitos-kordierites csillámszaruszirt jelenik meg a jobboldali mederfalban.

Az Újhatárvölgy mentén több felnyomulási góc figyelhető meg, amelyeken a magma magasabbra jutott fel, ill. nagyobb tömegű magma préselődött az üledékek közé. A gabbrópúpok közti terekben a palás üledékek és az érintkezési kőzetek a patakmeder szintjéig lenyúlnak.

A Ny-i oldal utolsó, időszakos oldalága a kétágú Ikerlápa, melynek mélypontjain olivines diallag- és hiperszténgabbróperidotit a jellemző kőzettípus.

2121–2161 m között, a Magasverő (526,9 m) D-i lejtőjén húzódó Magaslápában plagioklász-szegény hornblendit váltakozik diallaghiperszténgabbróval.

Az Újhatárpatak forrásvidékén (Kőkapu táján) pala- és eruptív-

törmelék fedi a lejtőt. Az Újhatárvölgyet szegélyező vonulatok tetőövét helyenkint már csak elvékonyodott foszlányokban agyagpala borítja.

A vázolt újhatárvölgyi szelvény alapján hatalmas központi gabbrótömeg tárul elénk, amelyben több helyen elszórt, de a völgy középső szakaszán nagyobb, összefüggő ultrabázitegyüttes bizonyítja kiterjedt magmahasadás lezajlását.

Kellő megkutatottság híján ez idő szerint nem állapítható meg, hogy

a) Egy vagy több magmatömlő alakult-e ki a befogadó üledék-összletben, tehát egyetlen, egységes, vagy ismétlődő ultrabázit-slírek keletkeztek-e?

b) Merre terjed ki a II. kutatófúrásban megismert ultrabázittömeg, mi a csapásiránya és lejtésszöge?

c) A vasbányahegyi kőzetekkel azonos ultrabázitok jelenléte alapján előfordul-e — feltehetőleg a völgy K-i oldalán — ércperidotitos fácies?

A vasbányahegyi és újhatárvölgyi eruptívumok integrációs asztallal mért oxidos érc tartalma SZENTPÉTERY Zs. (28) szerint:

Kőzettípus	Magnetit + ilmenit %	Középérték %
gabbrófajták	7—18	12,5
tilaitok	13—20	16,5
ultrabázitok	16—36	26
piroxenitok	14—33	23,5
hornblenditok	5—12	8,5

Legnagyobb az érc tartalom az ultrabázitokban (26%), amelyek közé a wehrlit is tartozik. Utána következik a piroxenitcsoport (23,5%), majd a tilaitváltozatok (16,5%) és bázisosabb gabbrófajták csoportja (12,5%). Legkisebb a viszonylagos érc tartalom a hornblenditokban (8,5%).

A bázisos kőzetösszlet érc tartalmának középértéke 17%, gabbrók nélkül 18,63%. A két nagy csoport érc tartalmának különbsége 1,63%. Érc mennyiség szempontjából főként az ultrabázit—piroxenit-csoport jelentős, amelynek tagjai nem határolódnak el élesen. *Ipari feldolgozásuknál együttes tömegükre kell tekintettel lennünk.*

Az Újhatárvölgy mentén ugyanazt tapasztaljuk, mint a Vasbányahegyen, nevezetesen hogy a homokkővel érintkező magmatömeg peremén dioritos, kvarcdioritos sávok és telérek, továbbá gránát-biotit-turmalintartalmú érintkezési kőzetek alakultak ki.

A kemény homokkőpadok vonulata nagyobb ellenálló erőt jelentett a benyomuló magma számára, mint az agyagpala, amelyet a diabázgerincek mentén át is tört. Ezt a magasabb szintű felnyomulást képviseli a Majortető-Keselyűbérc-Tardos-Kerekhegy összefüggő, 8—10 km-es vonulata. Hasonló nagyobb ellenállásba ütközött a benyomuló magma a nagy vastagságú, rideg mészkőtömegek részéről is.

Az Újhatárvölgy gabbrótípusai meglehetősen mállott állapotban a Söhelyorom, Határtető gerincén is felszínre bukkannak. Gabbrót találunk a Magasverőtől K-re húzódó Melegvízpaták, Hagymásvölgy, Mészvölgy mély mederfeltárásaiban is.

A Siroki-lápa középső-szakaszán a gabbró-peridotitösszlet sötét-szürke agyagpala alá merül, és felső szakaszán már gabbródiabázos kifejlődésben jelenik meg. E típust a Bervavölgy Ny-i mederfeltárásaiban is megtaláljuk. A völgy K-i lejtői már a Berva-vonulat triász mészkőtömegeiből épültek fel s a bázisos eruptívtest K-i határát képviselik.

VII. AZ EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET 1953—55. ÉVI FÖLDMÁGNESES MÉRÉSEINEK ÉS KUTATÓFŰRÁSAINAK EREDMÉNYE

A Geofizikai Intézet 1953—55. év folyamán, a KOMÁROMY I. csoportvezető irányításával dolgozó csoport, földmágneses méréseket végzett Askania-gyártmányú SCHMIDT-féle magnetométerrel, a vertikális és horizontális intenzitás anomáliáinak meghatározására (9).

1953-ban 30 km², 1954-ben 16 km² területen végeztek mérést. Nagyobb anomáliák helyein részletméréseket is végeztek (l. a 13. ábrát), és a hatótömeg alkotását kutatófúrásokkal ellenőrizték.

Az 1953-ban kijelölt területen végzett mérések során öt helyen nyertek nagyobb anomália-értékeket. Ezek közé tartozik a Vasbányahegy és Újhatárvölgy területe is.

Az anomália-maximumok négy góc köré csoportosíthatók:

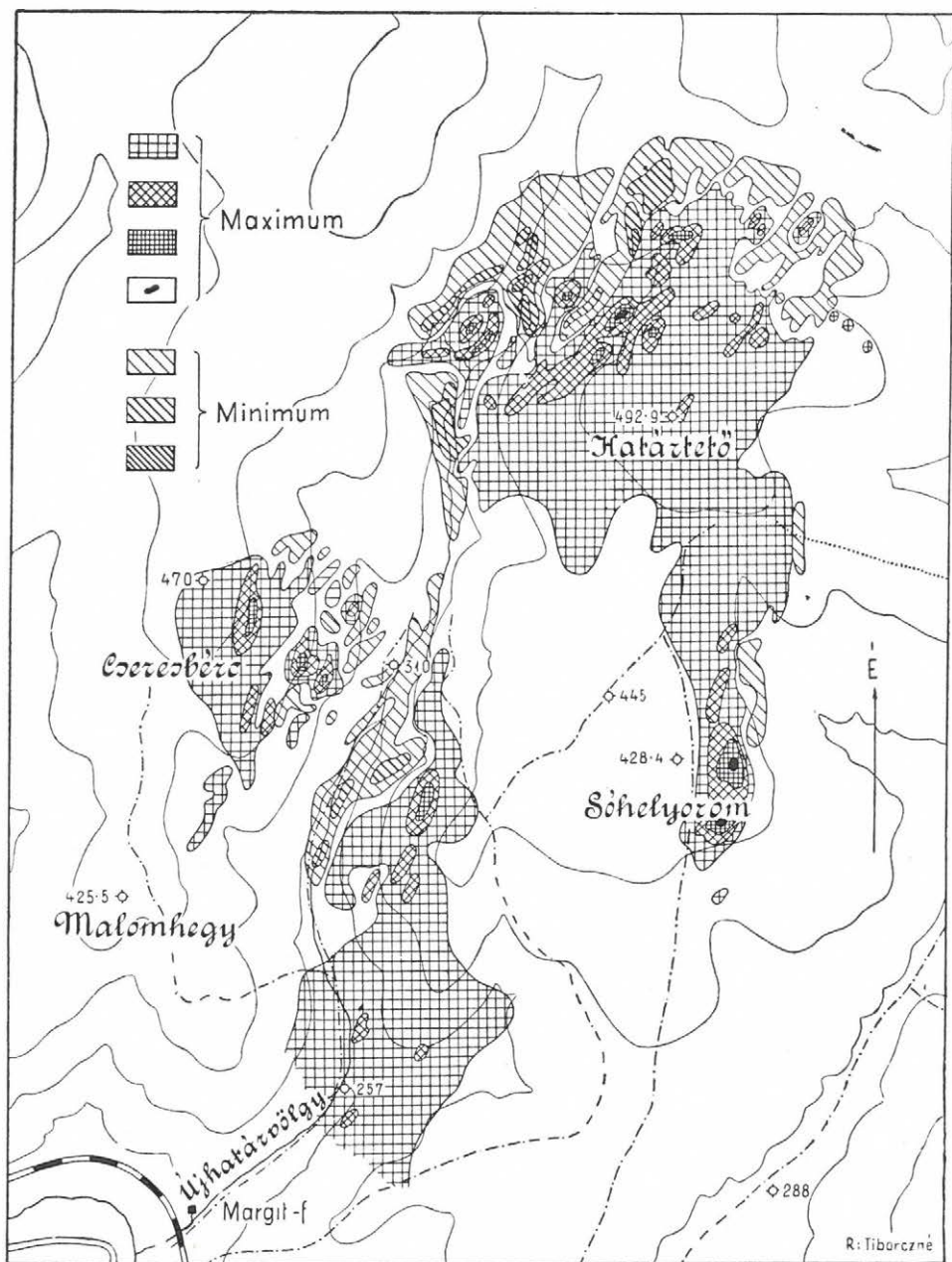
1. Legnagyobb kiterjedésű a Határtető-körülí s ez az Ikerlápa és Veróla legfelső szakaszán jelentkezik. Bázisos gabbró és ultrabázit-típus csak a mélyen bevágódott medrekben fordul elő. Az az általános megállapítás, hogy az eruptív tömeg bázisossága, amely a medrek kőzetszelvényében is jól észlelhető, lefelé növekszik.

A völgy alsó szakaszán, Margitforrás és Cseresbérc között minimum húzódik, amely a maximumok területét két részre osztja. A K-i oldalon 100—242 gammás maximumok, a mederben, ahol ultrabázitok bukkannak felszínre —260, —386 gammás minimumok adódtak. A Ny-i oldalon több maximum jelentkezett, átlag 353 gamma értékkel.

Mint hogy az összefüggő eruptív területen maximumok és minimumok felváltva jelentkeznek, felmerült a kérdés: melyik kőzet vált ki erősebb mágneses hatást, a gabbró-e vagy az ultrabázit?

Mint ismeretes, a bázitok mágneses hatása főként a magnetittartalomban összpontosul, amelynek mennyisége határozza meg a mágneses szuszceptibilitás értékeit.

A kőzetekben magnetiten kívül titanomagnetit és ilmenit képviseli az oxidos érctartalmat. Idevágó irodalmi adatok szerint a *Ti*-tartalom csökkenti a mágneses hatást. Az újhatárvölgyi ultrabázitok oxidérce



13. ábra. Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földmágneses méréseinek anomáliatérképe az Újhatárvölgy területén — Carte d'anomalies des mesurages géomagnétiques de l'Institut Géophysique Roland Eötvös au territoire de la vallée Újhatár

uralkodóan ilmenit. A minimum-sáv medermenti megjelenése talán ezzel is magyarázható.

2. A második maximum-góc a Cseresbérc-tető (470 m) K-i oldalán rajzolódott ki. A gerincről lefutó lábák homokkő- és palaköpenye alatt itt is gabbroidális kőzeteket tártak fel. Az értékek e területsávon -228 , és 353 gamma között váltakoznak.

3. A harmadik maximumsor az Újhatárvölgy K-i oldalán jelentkezik. Itt érvényesül legszembetűnőbben az ultrabázitokra jellemző mágneses minimum, ahol a Ti -tartalom növekedése a hatóerőt csökkenti vagy lerontja.

4. A negyedik maximumfolt a Sóhelyorom K-i oldalán tűnik szembe. A fedő palaköpeny alatt itt is mállott gabbrótömeg foglal helyet, amely fedetten a Határtető irányába húzódik, s azzal szervesen összefüggő eruptívtestet alkot.

Az 1954. évi kiegészítő földmágneses mérések három helyen adtak jelentősebb anomália-értékeket.

a) A Bivalyorom területén $0,18$ km²-nyi folt két részre tagolódik. É-on -25 gammás minimum körül 89 , 123 , 171 és 194 γ értékű maximumok jelentkeznek. D-en K-Ny irányban sorakozó $35-81$ gammás maximumok helyezkednek el.

b) A Mészvölgy 200 m²-nyi területén 257 , 1018 gammás maximumokat észleltek, -59 és -134 γ értékkeretben.

c) Az eruptív vonulat ÉK-i tetőjén, a Kerekhegyen csak lokális jelentőségű kis maximumokat állapítottak meg.

A Geofizikai Intézet elektromos osztálya különböző kőzetek mágneses szuszceptibilitását is meghatározta a következő eredménnyel:

Sor-szám	Kőzet	Szuszeptibilitás
1.	Friss, szemcsés diabáz (2-es kőbánya)	0,000056 CGS
2.	Mállott szemcsés diabáz (2-es kőbánya)	0,000049 CGS
3.	Szpilites diabáz (friss) (2-es kőbánya)	0,000049 CGS
4.	Szpilites diabáz (mállott) (2-es kőbánya)	0,000030 CGS
5.	Gabbrópegmatit (Tóbércbánya)	0,000046 CGS
6.	Ultrabázit (Siroki-lápa)	0,000080 CGS
7.	Ultrabázit (Majorlápa)	0,000368 CGS
8.	Ultrabázit (Újhatárvölgy, robbantási hely)	0,000096 CGS
9.	Wehrlit (Vasbányahegy)	0,000645 CGS
10.	Homokkő (Ortáshegy)	0,000022 CGS
11.	Agyagpala (Várhegy)	0,000017 CGS
12.	Diabáz és homokkő, kontakt (Tóbérc)	0,000076 CGS

A Majortetői I. és Újhatárvölgyi II. mélyfúrás ultrabázitos kőzeteinek szintenkénti szuszceptibilitás-vizsgálata a következő határértékeket szolgáltatta:

Sor- szám	Mélység	Szuszceptibilitás	Hely
1.	Felszín	0,002593 CGS 0,009795 CGS	I. fúrás
2.	16,10—16,90	0,000660 CGS 0,002243 CGS	II. fúrás
3.	16,90—17,49	0,000594 CGS 0,002042 CGS	II. fúrás
4.	18,00—19,00	0,000407 CGS 0,001694 CGS	II. fúrás
5.	19,00—20,40	0,000871 CGS 0,004425 CGS	II. fúrás
6.	23,25—26,34	0,000426 CGS 0,000355 CGS	II. fúrás
7.	26,34—28,19	0,000375 CGS 0,001408 CGS	II. fúrás
8.	28,19—30,74	0,000417 CGS 0,000840 CGS	II. fúrás
9.	39,00—40,05	0,000581 CGS 0,002516 CGS	II. fúrás

Az I. ellenőrző fúrás körül csak a külszínen jelentkezett wehrlitszerű eruptívum. Ez adta a nagy értéket, amely a fúrás telepítését indokolta.

A II. ellenőrző fúrásban váltakozó értékek adódtak. Legnagyobb maximum a 19—20 m-es mélységben jelentkezett: 0,004425. Jelentős értéket szolgáltatott a mérés 16,10—16,90 m és 39,00—40,05 m között (2243 és 4425).

A nyolc mérés nagyobb értékeinek átlaga: 1940,3. E közel 2000-es érték a fúrásban feltárt ultrabázitösszlet jellemző fénoxidtartalmát igazolja.

A Vasbányahegyen és Újhatárvölgyben KOMÁROMY I. adatai szerint több ponton jelentkezik nagyobb anomália-érték. Érc kutatás szempontjából tehát e két előfordulási helynek van jelentősége, mert a homokkő és agyagpala mágneses szempontból szinte hatástalan.

Érdekes, hogy nagyobb eruptív tömegen belül a diabázzal fokozatos átmenettel érintkező gabbró (I. típus) csak igen gyenge mágneses hatású. Nagyobb az anomália-érték az üledékköpenyben megszilárdult gabbrón és ultrabáziton (II. típus).

KOMÁROMY lehetségesnek tartja, hogy nagyobb anomáliák helyein, bizonyos mélységben ultrabázit-, ill. wehrlittek jelenléte válik kimutathatóvá.

A GEOFIZIKAI ELLENŐRZŐ FÚRÁSOK SZELVÉNYE ÉS KIÉRTÉKELÉSE

I. fúrás

1954 nyarán a Geofizikai Intézet a Majortető D-i lejtőjén, az ott nyert földmágneses maximum helyén, az árok fölött 26 m magasan fúrást telepített, amely 63 m mélységig harántolta a hegylejtő közeteit, és a következő szelvényt tárta elénk:

<i>Mélység m-ben</i>	<i>Kőzet</i>	<i>Ásványos összetétel</i>
0,00— 4,00 4,00— 6,58 6,58— 8,80 8,80—12,70	mállott, vashidroxidos gabbrótörmelék mállott, bázisos gabbró bázisos gabbró, földpát—kalcit-telérekkel sötét diallagamfibolgabbró	uralkodó diallág és amfibol, kevés augit, bő érc tartalom
12,70—21,88 21,88—24,00 24,00—25,04	gabbróperidotitos slír, amfiboldús gabbró- és agyagpala-törmelék szürke, aprószemű gabbró	plagioklász, piroxén, keves amfibol
25,04—29,14 29,14—34,85 34,85—39,60 39,60—54,88 54,88—63,28	szürke gabbró világosszürke agyagpala (törmelék) sötétszürke agyagpala szürke, friss, közepesemű gabbró középszürke agyagpala	

A fúrásszelvény egyező a vasbányahegyi kutató-fúrások adataival, ahol a felszíni gabbró-wehrlittest harántolása után átlag 40–50 m mélységben újra gabbróban vagy az első palarétegben fejezték be a fúrásokat.

Az I. fúrás igazolja, hogy a gabbrómagma tagolt benyomulással helyezkedett el az agyagpala-összletben. A kisebb méretű intrúziókban azonban ultrabázitos elkülönülésekre nem került sor.

II. fúrás

A második kutatófúrást a Geofizikai Intézet a Fűveslápá torkolata táján, az Újhatárvölgy jobb oldalán telepítette, ott ahol a mederbelti robbantások ultrabázitfajtákat tártak fel. A fúrás szelvénye a következő:

<i>Mélység m-ben</i>	<i>Kőzet</i>	<i>Ásványos összetétel</i>
0,00— 5,96 5,96—10,96 10,96—13,00	közepesemű, bázisos gabbró ua. gabbró, ultrabázit slírekkel ultrabázit (diallágperidotit)	1—3 cm-es dialág, sok olivin és érc
13,00—14,04 14,04—15,39 15,39—16,90 16,90—17,49	ultrabázit diallágperidotit (felső érces szint) durvaszemű ultrabázit durvaszemű diallágperidotit durvaszemű diallágpiroxenit	amfiboldiallagit szulfidos ércel diallág, hipersztén augit
17,49—18,00	durvaszemű diallágpiroxenit	plagioklász-kalci- teres szulfidos ércel
18,00—19,05 19,05—20,46 20,46—23,25 23,25—26,34 26,34—27,49 27,49—30,74	durvaszemű diallágpiroxenit wehrlites slírekkel durvaszemű diallágpiroxenit wehrlites slírekkel közepesemű ultrabázit nagysemű diallágperidotit nagysemű diallágperidotit nagysemű diallágperidotit	telés-eres keves földpáttal ércdúsabb sávokkal keves szulfidos érc- bekéregzéssel

Mélység m-ben	Kőzet	Ásványos összetétel
30,74— 32,57 32,57— 34,39	nagyszemű diallágperidotit amfiboldiallággabbróperidotit, elbontott; csúszási vérttel	
34,39— 36,05	nagy diallagitos érces ultrabázit (alsó érces szint)	amfibollal
36,05— 37,40	nagyszemű, érces diallágperidotit	kevés plagioklással
37,40— 40,45	nagyszemű, érces diallágperidotit	
40,45— 42,20	nagyszemű, érces diallágperidotit	
42,20— 44,07	nagyszemű, érces diallágperidotit	
44,07— 46,88	szürke, középszemű diallággabbró	szálikus telérral átászott
46,88— 50,83	szürke, középszemű diallággabbró	
50,83— 53,40	szürke, középszemű diallággabbró (vízbeömlés)	
53,40— 54,45	világosszürke gabbró	eres-teléres
54,45— 55,90	nagyszemű gabbró, sötét slirekkel	
55,90— 57,98	nagyszemű gabbró	
57,98— 61,03	nagyszemű gabbró	aplitteléres
61,03— 65,18	amfiboldiallággabbró, csúszási vérttel	bő amfibollal
65,18— 69,68	amfiboldiallággabbró	
69,68— 71,73	középszemű diallággabbró	eres-slíres
71,73— 74,54	durvaszemű diallággabbró	szulfidos ércel
74,54— 80,74	durvaszemű diallággabbró	érces
80,74— 84,76	durvaszemű diallággabbró	pirites
84,76— 84,38	bázisos gabbró	pirites
84,38— 86,84	bázisos gabbró	eres-teléres
86,84— 89,00	zöldesszürke, középszemű gabbró	
89,00— 91,40	zöldesszürke, középszemű gabbró	
91,40— 92,54	zöldesszürke, középszemű gabbró	
92,54— 96,28	zöldesszürke, középszemű gabbró	nagy diallág- kristályokkal
96,28— 97,98	zöldesszürke, középszemű gabbró	
97,98—100,18	zöldesszürke, középszemű gabbró	

A II. fúrás bázisos gabbróban indult, majd 40 m vastagságban harántolta az érces ultrabázittestet, s alatta végig szürke, váltakozó szemnagyságú, kemény, üveges jellegű, friss gabbróban jutott le 100,18 m-ig.

A fúrás mindvégig eruptívumban haladt és az eddigi (I—III—IV.) fúrások közül a legvastagabb tömeget harántolta. Érthető, hogy e nagyméretű eruptívtestben ultrabázitos elkülönülésekre is kedvező lehetőség adódott. Kívánatos lett volna a fúrás folytatása, az eruptívum fekéjének megállapítása céljából.

A 44—100 m közti szürke gabbró azonos a vasbányahegyi és Major-árok menti fúrások mélyebbsszinti gabbrótípusával.

III. fúrás

A Geofizikai Intézet az Újhatárvölgy egyik K-i mellékvölgyében, a Siroki-lápában 1955 nyarán folytatta a fúrások mélyítését. Ez a III. fúrás 138,20 m-re hatolt le.

A III. fúrásponttól DK-re 6 m-re, a Siroki-lápa medrében már az 1952—53 évi kutatások folyamán ultrabázitos kibúvások váltak ismeretessé, amelyeket robbantással 2 m mélyen feltártunk. A lelőhelytől

10–12 m-re ÉK-re a földmágneses mérések is maximumot mutattak ki. Ez alapon fúrás mélyítése e völgyszakaszon is indokoltnak látszott.

Annyit már a megelőző, 1954. évi földtani felvétel is tisztázott, hogy a Siroki-lápa menti gabbróidális kőzetkibúvások az újhatárvölgyi gabbrótest D-i peremét jelzik. A gabbró ui. K felé haladva, az agyagpala-fedő alatt fokozatosan megy át gabbródiabázba, majd a Bervavölgy útmenti feltárásaiban sötétszürke, szemcsés diabázba.

D felé, az Egerpatak tektonikus völgyében a gabbrótömeg 100–120 m hosszúságban megszakadt és a műútmenti feltárásokban kibillent, gyűrt agyagpalarétegek találhatók a felszínen a Majortető lábaira borulva. A műút DK-i kanyarulatánál a Vasbányahegy előtt 245 m-rel a palában újra felbukkan a gabbró, mintegy összekötő tagként a Denevértáró előtti gabbrótömeeggel.

A III. fúrás egyik célja éppen az eruptív tömeg peremi részének kőzettani felépítését kívánta tisztázni. Másik célja az eruptív kőzetek és burkoló üledékek mágneses tulajdonságainak kivizsgálása volt a mérési módszer megbízhatóságának kiértékelése szempontjából.

A III. fúrás szelvénye a következő:

<i>Mélység m-ben</i>	<i>Kőzet</i>	<i>Ásványos összetétel</i>
0,00— 4,50 4,50— 5,70 5,70— 11,50	felszíni mállott bázisos gabbró sötétszürke, bázisos gabbró 1,2 m-nél 45° alatt haladó telér (plagioklász-kalcit) durvaszemű, bázisos gabbró ultrabázit slírekkel és 1 cm-es aplittelérel	amfibol, diallágit, ilmenit, kevés plagioklász amfibol, augit (diopszidos), magnetit, ilmenit, kevés plagioklász
11,50— 16,03 16,03— 18,65 18,65— 21,00 21,00— 22,35	ultrabázit 1 cm-es diallág, amfibol- kristályokkal ultrabázit ultrabázit bázisos gabbró, bőséges kalcitbekérgezés- sel	amfibolban, diallágban sok ilmenit, magnetit
22,35— 23,66 23,66— 26,40 26,40— 31,00	bázisos gabbró, vékony aplitos telérekkel peremi kifejlődés ua. kalcitos ultrabázit, 1—2 cm-es színes szilikát- kristályokkal	diallág, diopszid, amfi- bol, magnetit, ilmenit, plagioklász píroxén (diopszidos augit, titánaugit); érc: mag- netit, ilmenit, kevés pirit és plagioklász, olivín is megjelenik
31,00— 34,14 34,14— 36,29 36,29— 38,50 38,50— 39,95	ultrabázit érces ultrabázit gabbróslír ultrabázitban ultrabázit, 1—1,5 cm-es amfiboloszlopok- kal	ua. gazdag érc tartalommal
39,95— 40,97 40,97— 42,50 42,50— 43,71 43,71— 45,30	ultrabázit szürke gabbró, apliteres nagy szemű ultrabázit érces, friss ultrabázit bázisos gabbró- slírekkel	amfibol, diallág, augit, olivín, érc

Mélység m-ben	Kőzet	Ásványos összetétel	
45,30—47,00	ultrabázit	nagy ilmenit-lemezek piroxén amfibolosodása	
47,00—47,63	ultrabázit		
47,63—51,30	ultrabázit		
51,30—57,60	ultrabázit		
57,60—63,06	ultrabázit		
63,06—70,20	ultrabázit		
70,20—87,00	ultrabázit és bázisos gabbró. A kőzet morzsolt, dörzsbreccsaserű		
87,00—87,35	világosszürke plagioklász-kalcitprehnittelér		
87,35—88,20	morzsolt ultrabázit		
88,20—99,30	dörzsbreccsa		
99,30—110,45	kemény, világosszürke gabbródiorit, kvarcdioritos slírekkel	uralkodó a labradorsorú plagioklász, kloritos amfibol, diopszid és kevés xenomorf kvarc	
110,45—117,00	gabbródiorit		
117,00—120,60	fehér kalciteres szürke mészkő		
120,60—122,10	kemény, világos kvarcdiorit		
122,10—123,50	zöldesszürke gabbródiorit		pelites anyag, szenes növénymaradvánnyal
123,50—130,40	sötétszürke agyagpala		
130,40—136,70	agyagpala		10—20 μ -os kvarc- szemekkel
136,70—138,20	agyagpala		

A fúrás talpmélysége 138,20 m, szelvénye változatos képet nyújt. A felszínen vörösbarna, bázisos gabbróban indult a fúrás. 4,5 m alatt a kőzet durvább szemű, 1—2 cm-es amfibol- és piroxénkristályokat tartalmaz, ultrabázit-slíres, sötétszürke gabbró- oxidos és helyenkint kevés szulfidérccel. Ez a kőzet bukkan fel a közeli Siroki-lápa mederrobantással nyert feltárásában. 11,50 m mélyben nagyszemű ultrabázit vált uralkodóvá, amelyet közel 20 m-es vastagságban harántolt a fúró. 5,40 m slíres kifejlődésű, középszemű bázisos gabbró-közbetelepülés után újra ultrabázit jelentkezett 43,81 m vastagságban. Mindössze 36,29—38,50 m között lépett fel 2,15 m átméretű világosabb szürke gabbróváltozat, mint savanyú differenciációs termék. 40,97—42,50 m között aplitér-hálózattal átjárt világosszürke gabbró szakítja meg 1,53 m vastagságban az összefüggő ultrabázitos összletet. 70,20—99,30 m között tektonikus elmozdulások hatására összemorzsolt, de saját finom törmelékével újra cementezett ultrabázitos dörzsbreccsa jelenik meg. Nagy töredékdarabjai kihengereltek, jellegzetes csúszási tükrökkel.

Ez a 29,12 m-es dörzsbreccsa-öv az eruptív test hegységszerkezeti igénybevételének tanúja.

Feltehető, hogy a Bükkhegység erős felgyűrődésének időszaka alatt az eruptív tömeg már kialakult és a nagyszabású rátolódások a bezáró üledékösszlettel együtt a gabbrótesteket is felpikkelyezték.

A dörzsbreccsa-öv alatt közel 20 m vastag, zöldesszürke, kemény

gabbródiorit-kvarcdioritöv következik, mint az eruptív test szélén, valószínűleg asszimilációs hatásra keletkezett savanyúbb kőzettípus. Ez a vasbányahegyi Majorárok felső szakaszán található keverékkőzethez hasonló.

123,50 m-től a talpig (138,20 m), tehát 14,70 m vastagságban sötét-szürke agyagpalát harántolt a fúrás, amely a Vasbányahegyen is a gabbró-peridotittest burkoló-kőzete.

A III. fúrás nagyfokú hasonlóságot árul el a Denevértároló körüli Vendl-féle fúrásokhoz, ahol az eruptív „teleptelér” alatt több fúrásban szürke agyagpala jelent meg.

A fúrás alábbi feltevéseinket igazolja:

1. A bázisos magma a palarétegek közé nyomulva, kedvező állapotfeltételek mellett, magmahasadás útján gabbró-ultrabázitösszletté szilárdult.

2. Az Újhatárvölgyben a DK-i szárnyon várható a számottevő kiterjedésű ultrabázisos kőzettömeg.

3. Az Újhatárvölgy és Siroki-lápa között, aránylag kis mélységben húzódik az a 40–50 m vastagságú ultrabázisos kőzetösszlet, melynek további mélyfúrásos megkutatása indokolt.

IV. fúrás

A IV. kutatófúrás az Újhatárvölgy középső szakaszán, a II. fúrástól É-ra 350 m távolságban települt. A patakmederben s a Cseresznyefalápa torkolati falaiban sötét, bázisos slírek jelentkeznek a nagy tömeget képviselő gabbrótestben. Szelvénye a következő:

<i>Mélység m-ben</i>	<i>Kőzet</i>	<i>Ásványos összetétel</i>
0,00— 1,35	vörhenyesbarna nyirok	labrador diallagit, diopszid, kevés amfibol, magnetit, ilmenit, pirit és pirrotin
1,35— 3,63	gabbró, töredezett, mállott	
3,63— 4,77	durvaszemű gabbró, ultrabázisos sávokkal	
4,77— 7,50	középszemű, bázisos gabbró	
7,50— 11,73	ua. apliterekkel átszótt	fenti elegyrészeken kívül titánaugit és xenomorph ilmenit is lényeges
11,73— 12,50	ua. durvább szemű	
12,50— 15,50	ua. kalcitbekéregzéssel	
15,50— 18,00	ua. hintett, szulfidos ércel	
18,00— 20,50	ua. durvább szemű	
20,50— 22,80	ua. eres, érces	
22,80— 25,80	szürke, ércebehintéses gabbró	
25,80— 28,60	ua.	
28,60— 38,00	ua.	
38,00— 39,20	sötétszürke, teléres gabbró	

<i>Mélység m-ben</i>	<i>Kőzet</i>	<i>Ásványos összetétel</i>
39,20—40,50	durvaszemű, kalcitos gabbró	
40,50—42,50	ua.	
42,50—44,30	kékesszürke gabbró, érces	
44,30—46,80	ua.	
46,80—47,90	ua.	
47,90—51,20	világosszürke gabbró	erekben bőséges kalcit- kiválás
51,20—52,20	ua.	
52,20—53,20	ua.	
53,20—54,00	ua. sötétszürke	a többi elegyrészeken kívül amfibol is sze- rephez jut
54,00—55,15	ua.	
55,15—57,50	ua.	
57,50—58,50	durvaszemű, ércdús gabbró	
58,50—69,50	ua. mállott, széteső	
69,50—71,40	ua. földpát- és kalcit-telérekkel átszőtt	
71,40—72,80	ua.	
72,80—73,70	ua.	
73,70—75,15	ua.	
75,15—77,80	világosszürke gabbró	
77,80—81,70	ua.	
81,70—84,40	ua.	
84,40—85,50	sötétszürke gabbró	
85,50—87,00	ua.	
87,00—89,20	ua. kihengerelt, szétporló	
89,20—90,50	ua.	
90,50—98,50	ua.	
98,50—100,30	hamuszürke agyagpala	
100,30—103,90	sötétszürke homokkő	uralkodóan szögletes kvarcsemcsékből áll, sok szenesedett szerves maradvánnyal. Pár μ -os muszkovitpikke- lyek turmalin-oszlop- töredékek, pirit
103,90—105,10	ua. szulfidérces	
105,10—106,80	ua.	
106,80—108,20	ua.	
108,20—109,20	ua.	
109,20—111,80	ua.	
111,80—113,10	ua.	
113,10—114,00	ua.	

A IV. mélyfúrás főként gabbróváltozatokat harántolt. Keskeny ultrabázisos síretek csak a felsőbb szintekben fordulnak elő. A gabbrótest alsó szegélyét a jellemző földpát-kalcitdús telérhálózat kíséri. 89,20 m-től az eruptívtömeg e fúrásban is kihengereltnek tűnik, könnyen töredező, sok csúszási vérttel és sötétzöld, kloritbevonatos elválási lapokkal. 98,50 m mélységben 1,80 m vastag agyagpala ékelődik be s utána a 114 m-es talpig 14 m vastag sötétszürke homokkő képezi a fekvőt.

Az a tény, hogy a fúrás túlnyomóan gabbrófajtákat harántolt s hogy a gabbróösszletet fedő- és fekvőként e völgyszakaszon homokkő határolja,

azt bizonyítja, hogy a kovasavdús üledékek közelsége, bizonyos fokú beolvasztása az ércdúsulás folyamatára kedvezőtlenül hatott.

SiO_2 -felvétele az eredeti bázisos magmát „felhígította”, és bő földpát-képződésre vezetett. A színes szilikátok aránya lecsökkent, és a fém-tartalom jelentékeny része ezek képzésébe kötődött le. Ultrabázisos fel-dúsulásra csak a gabbrótömeg belsejében, a patakmeder jelenlegi szintje alatt került sor s ez is csak ismétlődő, 10—30 cm-es sávokban ment végbe.

Érdekes tapasztalati tény, hogy a homokkőösszlet nem kedvez a felnyomuló magma térfoglalásának. Már a Vasbányahegy É-i lejtőjén lefutó Majorárokban is megfigyelhető a gabbróbenyomulás, mely a homok-kőfalba ütközve megakadt. A meder e felső szakaszán szintén megjelennek a diorit-kvaredioritos kőzetfáciesek.

Hasonló jelenség látható az Újhatárvölgyben és a vaskapui homokkő-öv területén, ahol a gabbróidális közetsáv váratlanul megszakad, és csak a Határárok szürke agyagpalájában folytatódik.

Ércdúsulás és ultrabázitos slírek kialakulása tehát a IV. fúrás meder-szakaszától D-re várható, és ennek jelenlétét a II. és III. fúrászelvények igazolják. A fedő és feké mindkét helyen szürke agyagpala.

A Tóbércbánya É-i falában feltáruló mélyebb szintű pirrhotinslíres, bázisos gabbróöv az Újhatárvölgy csapásvonalába esik, és közös eruptív tengelyen fekszik a vasbányahegyi wehrliit-előfordulással.

A további kutatások e középső palával fedett szakaszon lehetnek eredményesek.

VIII. AZ ERUPTÍV ÖSSZLET ALKATA

1. ÁLTALÁNOS JELLEMZÉS

A szarvaskői eruptív vonulat kőzeteinek részletes közettani ismertetésével hosszabb tanulmányában SZENTPÉTERY foglalkozott (28). Bővebb közettani ismertetésükre ez alkalommal nem térünk ki. Lényegesnek tartjuk azonban annak kihangsúlyozását, hogy a változatos kőzettípusok egymással a legszorosabb kapcsolatban állnak, legtöbbször fokozatos átmenettel érintkeznek. Elnevezésük ezért csak számottevő vegyi- és ásványos-összetételbeli különbség esetén indokolt.

Az eruptív test kőzetfajtáinak és szöveti formáinak kialakulását a vegyi összetételen kívül főleg két tényező szabta meg: a megszilárduló magmatömeg nagyságrendje és az ásványképzők jelenléte és aránya. A magmatömeg nagysága szerint azonos összetételű magmából — a lehűlés gyorsasága szerint — diabáz- és gabbróváltozat egyaránt keletkezhetett. Az illó alkatrészeknek a durvaszemű átkristályosodásban, helyenkinti pegmatit-képzésben, valamint a titán-vanádium-vasérc feldúsulásában volt nagy jelentőségük.

Kisebb tömegű lencsék, telérek, telepek, valamint felszínre ömlött lávaárak esetében a kőzetképző folyamatok meggyörsülnek és leegyszerűsödnek. A kőzetváltozatok száma csökken, és a szöveti kifejlődés a gyors lehűlésre jellemző kiömlési faciést rögzíti. Ide sorolhatók a felszín legjobban megközelítő vagy éppen kiömlött diabázváltozatok, amelyek a megszilárdulás mélységének megfelelően hol effúzív, hol intrúzív jellegűek.

A palaösszletbe nyomult, hipabisszikus mélységben megszilárdult magmatömegek mindig finomabb-durvább szemű gabbrószövetű kőzettestté merevednek.

Bár diabáz gabbró- és peridotitkiséret nélkül önálló erupció termékeként is megjelenhetnek, a Bükkhegységben a diabázváltozatok a gabbróidális kőzettesteket követik, velük számos helyen összefüggnek. A két kőzetkifejlődés térben és időben szorosan összetartozik.

Tapasztalat szerint csak többszáz m²-es vagy éppen km²-es magmatömegek esetében alakul ki magmás rétegződés, öves tagolódás, sajátos kristályosodási szétkülönülés s ezzel kapcsolatban ércdúsulás.

A kőzettestek felépítésében az állapothatározóknak (hőmérséklet, nyomás, illó alkatrészek stb.) döntő szerepük van, s egymásrahatásuk sokrétűsége tükröződik a kialakuló kőzetszövetben.

2. ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL

A központi vonulat mentén szpilites, ofitos, variolitos, szemcsés diabázfajták jelennek meg a képződés feltételeitől függően.

Kőzetüvegben mindig a legmagasabbra nyomult diabáz a leggazdagabb. A kristályosság lefelé fokozódik s 40–50 m-es mélységben a kőzet gabbródiabáz- majd gabbró-jellegű.

A diabázváltozatok két uralkodó ásványa andezinsorú plagioklász és ikerkristályos, néha homokórás augit. Érc parányi, hintett szemekben fordul elő. Lemezes ilmenit, 1 mm-es magnetitkristályok a szemcsés diabázokban jelennek meg.

Hegységszerkezeti igénybevételek vonalán az ásványos elegyrészek elbontottak. Helyükön és környezetükben kalcit, prehnit, pennin, klorin, epidot, titanit jelzi az anyagi átrendeződés folyamatait. Ilmenit és titanomagnetit körül leukoxén-keret, limonitkéreg utal hidratációs átalakulásra.

Mélyebb szintekben a kőzetszövet egyre durvább szemű, a plagioklász lécei szélesebbek. Fajta szerint labrador és bytownit összetételűek ($Ab_{54}-An_{46}$). Az érc uralkodóan magnetit, de egyes helyeken (Tardos, Ágazat-tető) ilmenit jut túlsúlyra. A gabbródiabázban (Ortás- és Beniczky-bánya) a diallag, biotit és barna amfibol jelenik meg. Alapanyagukban egyre kevesebb az üvegállomány, és a második generáció ásványszemcséi is nagyobbra nőnek.

Az augit gyakran lilásbarna titánaugit. Apatittük, cirkonoszlopok valamennyi diabáz típusban előfordulnak. Utólagos bomlási termékek változó mennyiségben kísérik az elsődleges társulást.

* * *

Gabbró (alaptípus). Az eruptív vonulat tengelyében foglal helyet. Fölötte palatakaró helyezkedik el, amely egyes helyeken lepusztult (Határtető, Sóhelyorom). Legjelentősebb összefüggő tömege az Újhatárvölgy mentén jelentkezik: a Magasverő D-i oldalától a Tóbércig. D-i folytatását az Egerpatakon túl a műút-menti palafeltárásokban, majd a Majorárok mentén és a Vasbányahegyen találjuk meg. A gabbrótest legdélibb felszíni kibukkanása az Almárvölgy É-i oldalán figyelhető meg.

Megkülönböztetésük szabad szemre nem bízható, mert a plagioklászok és színes szilikátok kifejlődése külsőleg azonos vagy közelálló.

A gabbró uralkodó elegyrésze labrador-anortit összetételű *plagioklász*. Kiválása hosszabb ideig tartott, mert a piroxének egy részével (diallag) szemben saját-, másikkal (augit, hipersztén) szemben idegen alakú. A barna amfibolban mindig sajátalakú lemezeket alkot. Bomlási termékek (kalcit, prehnit, saussurit) kísérik.

A színes szilikátok közül normális gabbróban a *diallag* uralkodó. Amfibollal néha pertitesen összenő, s vele szemben általában sajátalakú. Elbomlásakor uralit, klorit és titanit keletkezik.

A közönséges augit mennyiségben a diallágot követi ($ng \angle c = 34-45^\circ$). Ércdúsabb gabbróban gyakori a lilásbarna *titánaugit*.

Rombos piroxének közül *hipersztén* és néha *bronzit* jelenik meg. Bomlási termékük rendszerint klorit és básztit.

Jellegzetes elegyrész a *barna amfibol*, amely néha több cm-es lemezeivel minden más ásvány kristályát körülfogja, tehát legutoljára kristályosodott.

Egyes piroxének (augit, diopszid) széleiken néha egészen élénkzöld színű amfibollá alakultak ($ng \angle c = 13-19^\circ$).

Olivin főleg peridotitok kíséretében gyakori. A Denevértáró előterében és az Újhatárvölgyben (Füveslápa) lényeges szerepe van. Ritkán épalakú, legtöbbször legömbölyödött, zömök oszlop. Reszorpció miatt néha csipkézett szélű. Bomlásakor krizotil-jellegű szerpentinhálózat fejlődik ki benne.

Biotit csak ritkán jelenik meg (Denevértáró 7–8 m, Majorárok, Újhatárvölgy), rendszerint kloritosodott (pennin).

A gabbrók érce mennyiségi sorrendben: ilmenit, magnetit, titanomagnetit, továbbá pirit, pirrotin és ritkán kalkopirit. A pirrotin fészkekben, zsinórokban eddig a Tóbercbánya ÉK-i sarkából vált ismeretessé.

Az *ilmenit* lemezes, gyakran jellegzetesen rácsos szerkezetű, széles leukoxénes kerettel.

A *magnetit* ritkán alkot önálló gömbölyded szemcséket, leginkább csoportokba verődik. Mivel leukoxénes szegély vagy titanitkoszorú kíséri, feltehető, hogy több-kevesebb titánt mindig tartalmaz.

A *pirit* részben elsődleges kristálycsoportokat, részben másodlagos, résminti lemezes bevonatokat képez.

A gabbrók földpátjainak bomlásából sok helyen erekben, telérekben *prehnit* jelenik meg, kalcit és néha kvarc kíséretében.

* * *

Az egyásványos *tilaitok* átmenetet alkotnak a gabbrók és ultrabázitok között. Három fő típusban az olivin, piroxén, illetve az amfibol válik uralkodóvá. Tisztán csak keskeny szalagokban fordulnak elő. Közöttük fokozatos átmenetek figyelhetők meg.

Mint magmás szétkülönülési termékei a peridotitmagokat burkolják. Legsavanyúbb a hornblendit és legércdúsabb a peridotit, amely mindig belül helyezkedik el.

A tilaitburkok szabályszerű tér- és időbeli sorrendje a további ércutatásoknál is irányadó.

Az *ultrabázitok* gyűjtőneve alatt foglaljuk össze mindazokat a sötét színű közettípusokat, amelyeknek elegyrészeit színes szilikátok és érc alkotja. Bennük a plagioklászoknak alárendeltségi szerepük van.

A három főtípust — peridotit, piroxenit, hornblendit — egymástól élesen elválasztani nem lehet. Az érintkezések mentén az elegyrészek összeszövődnek s a fokozatos átmenetekben a képződés *pt*-adottságai tükröződnek.

Gyakorlati szempontból legfontosabb a *peridotit*, melyben a *Ti-V-Fe*-érc legnagyobb része halmozódott fel. Ismert fő előfordulási helye a Vasbányahegy.

Ásványelegyrészei: olivin, diallág és amfibol mellett bőséges magnetit, titanomagnetit és ilmenit. Változó arányuk a Denevértáróban figyelhető meg legjobban. Az Újhatárvölgy ultrabázitjaiban (a II. és III. fúrásban) eddig keskenyebb-slírek váltak ismertté.

A piroxenit és hornblendit mennyisége lényegesen kisebb. Vékonyabb-vastagabb burkot alkotnak a peridotittest körül.

A hornblendit alkotja a legkülső burkot, de slírekben piroxenitet és peridotitot is tartalmaz (Vasbányahegy).

A Majorárok három vastag slírjében az uralkodó (helyenkint 80—90%) amfibol mellett kevés piroxén, biotit és érc is előfordul. Az olivintartalom egyes pásztákban lényeges szerepet játszik (cortlandit-típus).

Az Újhatárvölgyben, Füves-lápa torkolatánál, néha 2—5 cm-es amfibolkristályokat tartalmazó hornblenditslírek jelennek meg.

Mindkét előfordulási helyen sűrűn jelentkező fényes csúszási vérték jelzik a nagyfokú dinamikai igénybevételt. A kőzet ásványelegyrészei ennek során elkenődtek. Másodlagos bomlási termékként rostos amfibol, tremolit és aktinolit keletkezett. Bontott amfibolitban parányi kromitkristályok is észlelhetők. Titanit csaknem minden femikus elegyrészben előfordul. *Pirit* főleg a legkülső hornblenditöbven alkot csomókat, ereket, bevonatokat. Egyéb bomlási termékként: epidot, klorit, limonit és kalcit jelenik meg. A kevés földpátból erek mentén lemezes prehnit alakult.

A hornblendit-övben gyakoriak a fehér erek, telérek, amelyeknek anyaga plagioklász és kalcit, néha kevés kristályos kvarc (plagiaplit).

A belső övekre a piroxén (diallág, augit) és olivin megjelenése is jellemző, melyek a peridotit-hoz átmenetet képeznek.

Telérkőzetek. A szarvaskői gabbróidális eruptív-testet nagyszámú fehér telér kíséri. Ezeknek egy része valódi telér. Világos elegyrészekből (földpát, kalcit, ritkán kvarc, kevés érc és színes szilikátból) állanak, mind a gabbró-, mind az ultrabázitfajtákban elterjedtek. Másik részük nem más, mint a differenciálódó magmában bekövetkezett slíres elkülönülés. A valódi telérek több m-es hosszúságban, közel azonos vastagságban hatolnak be illó alkatrészekben dús maradékmagmaként a megszilárduló kőzetbe. A slír-telérek alig néhány cm-es vagy dm-es elnyúlt, lencsésen kiékelődő hasadási termékek, elmosódó, foszlányos határvonalakkal.

Színes szilikátjaik és érceik ugyanazok, mint az eddig megismert kőzeteké. Lényeges különbség csak a földpátfajtákban van, amelyek albittól-anortitig változó összetétellel jelennek meg. Kvarc csak ritkán fordul elő, főleg a homokkővel érintkező peremeken.

A savanyúbb magmarészlegből dioritos, kvaredioritos, gránitos jellegű slír-telérek különülhettek el. Ásványos összetételük azonossága a gabbrótömeeggel való rokonságot tükrözi.

Lamprofiros valódi telért eddig nem találtunk. Sötét, slíres magmás szétkülönülések gyakran fordulnak elő a gabbrótestben.

3. SZÖVET ÉS SZERKEZET

A közetszövet fő vonásai

Az uralkodóan kőzetüveggé merevült *tömött* diabázfajtáktól eltekintve az összes diabázok, gabbrók és ultrabázitok *szemcsés* szerkezetűek. A lehülés gyorsaságától és ásványképzők jelenlététől függően finom-, közép- és durvaszemcsészettség állapítható meg.

A diabázokra *folyásos* (fluidális) szövet, szalagosság is jellemző (Tardos). *Mandulaköves* diabáz is előfordul (Tóberc).

Gabbróknál helyenkint *párhuzamos szövet* figyelhető meg, amit az illó alkatrészek koncentrációváltozása idézhet elő. Általános azonban az irányítatlan szemcsés szerkezet.

Az ultrabázitok szöveti képe gyakran amellet tanúskodik, hogy egyes magmarészlegekben egyidejűleg nyúlónfolyós és hígabb olvadékrészek érintkeztek. Előbbiben az érc gyakran csak vázkristályokat alkot. Utóbbiban érekrisztály-csoportképződésre is alkalom nyílt.

A viszkózusabb részekben *fonatos, csavarodott* slírhatárok, éles körvonalú, éredúsabb sávok alakultak ki, irányított nyomásfeszültségek hatására. Néhol a piroxén- és amfibolkristályok hossz tengelyükkel a magmát ért nyomásra merőlegesen helyezkednek el.

Késői érekválás esetén, az illókban egykor dús magmarészekben *poikilitis* szövet alakult ki: nagyobb érchalmazokban világos olivin- és piroxénegyének fejlődtek. Az ilmenit ez esetben idegen alakú, de rácsos szerkezetét megőrizte.

Diabázokra jellemző az *ofitos* szövet is, amelyben augitkristályok tapadnak plagioklászlecekhez, a földpátok korábbi kiválását jelezve. A nagyméretű barna amfibolkristályok tele vannak sajátalakú plagioklászlemezekkel. A színes elegyrészek hézagkitöltők, idegen alakúak.

A *variolitos* szövet egyes szemcsés diabázváltozatok sajátja. A 10–20 mm-es, egyenletes eloszlású sötét, sugaras elrendeződésű foltok augitból, ilmenitből állanak, és a kezdődő ultrabázitos tömörülést érzékeltetik. Mélyebb szintek diabázaiban porfiros szövet alakul ki. A plagioklászok mérete rendszerint nagyobb a színes szilikátokénál. A gabbróösszlet savanyú teléreinek szerkezete és szövete igen változatos. Közöttük mindhárom telérközöttitípus felismerhető: pegmatit, aplit, porfirrit. Leggyakoribbak a pegmatitok, főként a Tóbercbányában és Újhatárvölgy középső szakaszán. Kivételesen 10–15 cm hosszú, sötét amfiboloszlopok fejlődtek a plagioklász és kalcitkristályok között.

Fontosabb szerkezeti jellegek

A központi ultrabázit tömeget körülfogó *gabbróburkot* általában hasábszerű lehülési repedezés, zsugorodás, hasadékképződés jellemzi. Főként ezért pados az ultrabázit fölötti gabbrótömeg. A rések, litoklázisok a világosabb és sötétebb slíreken egyaránt áthaladnak, tehát a burokról-burokra haladó összehúzódás folyamatát rögzítik. A padosság rendszerint csapásirányú.

DOUGLAS (6) kísérletei szerint folyékony bázisos magma megszilárdulásánál 5% térfogatcsökkenés következik be. A kristályosodás alatt, néha szabályszerű burkokban hasadékképződés lép fel a térfogatváltozással járó zsugorodás következtében.

Az ultrabázitösszletre (Denevértáró, Újhatárvölgy) tömbös szerkezet jellemző, szabálytalan elválási lapokkal. Előrehaladott mállás esetén e darabok környezetüktől könnyen kiválnak, és a közettömeg erőművi beavatkozásra röögökre hull szét.

Diabázban gyakori a gömbös, szferoidos elválás (Tardos, Ortás), váltakozó világos (földpátdús) és sötét (piroxéndús) gömbhéjak mentén. Elbontott, mállott felületeken néhol 0,5–1 m-es gömbök domborodnak ki. Nagyobb tömegű diabázban a gabbróra jellemző harántpados elválási alakzat is előfordul.

Hegységszerkezeti igénybevétel esetén (Újhatárvölgy) a tektonikai feloldódás pikkelyes, lemezes kihengerlésben nyilvánul meg. A nagyobb közettömbök ütésre rejtett csúszási vértéken tagolódnak szét. A zsíros tapintású csúszási tükrökön az amfiboloszlopok lemezesen elkenődtek. E síkok mentén észlelhető a piroxének amfibolosodása is.

4. AZ ULTRABÁZITOK TITÁNVAS-ÉRCFAJTÁI ÉS AZOK ALAKZATA

A szarvaskői gabbróidális közzettestet ércek szempontjából az *ilmenit*, *titanomagnetit*, *magnetit* jelenléte és a kromit rendkívül alárendelt szerepe jellemzi. *Pirit* és *kalkopirit* főként pneumatolitos hatásra utólag képződött, és így leginkább az ásványelegyrészek közti hézagokat, réseket, néha az ásványok hasadási síkjait tölti ki. Kéregszerű bevonatokat főleg az eruptív tömeg peremi zónáiban észlelhetünk. Szulfidércek a gabbró- és ultrabázitfajtákat egyaránt jellemzik. *Pirrhotin* mint a *S*-szegény ultrabázisos slírek *Ni*-t is tartalmazó alkatrésze (Tóbércbánya), folyósmagmás hőmérsékleten vált ki. (L. a VI. táblát: 1–6.)

Az első ércmikroszkópi vizsgálatokat PAPP FERENC (18) végezte. Megkülönböztet magmás, érintkezési és üledékes ércsedést. Az első csoport érceinek kiválási sorrendje: kalkopirit, pirrhotin, magnetit, hematit és ilmenit.

A kontakt ércek közül a pirit agyagpalában, diabázban fordul elő (Vasbányahegy ÉK-i oldal, Vaskapu, Földszakadásárok).

Agyagpalában (Vaskapu) mangánércgumók találhatók. Közlebbi meghatározásnál az érc pszilomelánnak bizonyult. Az ércásványokról PAPP F. részletesebb leírást nyújt.

KISVARSÁNYI G. (8) két ércgenerációt ismer fel. Az egyik folyósmagmás, a másik pneumatolitos állapotfeltételek között keletkezett.

Az első kiválási termékek szegregációval elkülönült fémszulfidok: pirrhotin és kalkopirit. Fénoxidok közül ilmenit és magnetit keretezi be a szulfidokat. A két ércásvány aránya ingadozó. Szín és bireflexió alapján fokozatos átmenet figyelhető meg, amit az étetőszerekkel való eltérő viselkedés is igazol.

Alacsonyabb hőfokon, pneumatolitos állapotfeltételek mellett második ércgeneráció is megjelent, részben mint elsődleges ércek foszlányai, részben mint a szerpentinesedésnél keletkező másodlagos, fel nem használt termék. Általában idegenalakúak.

Az ércek megjelenési sorrendjét, alakját, csoportosulásuk és felhalmozódásuk módját a megfelelő időpontban irányítóan ható állapotfeltételek (hőmérsék-, nyomásviszonyok, illó alkotórészek jelenléte és mennyisége) határozták meg.

Részletesebb kőzettani megfigyeléseink amellet tanúskodnak, hogy az érc kiválás hosszú időtartamú volt. Megkezdődik már az előkristályosodás alatt, kedvező pt -adottságok között s csak a késői utómagmás és pneumatolitos fázisban fejeződik be. Kiválási sorrendjükben összefonódás ismerhető fel.

Ezért tapasztalható, hogy a kőzettest peremi részeiben uralkodóan sajátalakú érc kristályokat, a központi részekben idegenalakú, hézagkitöltő ércgyéneket vagy csoportokat találunk.

Bőséges gőz- és gáztartalom mellett a Ti -tartalmú ércanyag, bár rendes pt -viszonyok között kiválásra kerülő felesleg mutatkoznék, a maradékolvadékba vándorol, és a szilárduló gabbrótömlő belsejében, annak felső részében mint utolsó kristályosodási termék halmozódik fel.

Jelentősebb nagyságrendű ércfeldúsulás csak nagyobb méretű, sokáig magas hőmérsékleten veszteglő magmatömbben következhetett be. Kisebb méretű tömlőkben, lencsékben, teleptelésekben, a gyorsan növekvő viszkozitás miatt, csak ércdúsabb szalagok, sírekek, zsinórok alakulhattak ki, szakaszos ismétlődéssel.

Vizsgálataink szerint a titánvasércvázolatok, képződésük időpontja és alakja szerint, két típusba sorolhatók:

a) Az illóalkatrészmentes peremi gabbróövekben az ásványkiválás a normális sorrendet követi: először cseppalakú szulfidércek válnak ki, azután a rendszerint sajátalakú ilmenit, titanomagnetit és magnetit jelenik meg legtöbbször zárványként, a színes szilikát és földpátszemek belsejében. Az ércszemek eloszlása meglehetősen egyenletes (I. tábla 1.).

b) Az illóalkatrészekben dús belső övekben főként az ilmenit megszilárdulása késik, s a plagioklász és színes szilikátok után kristályosodik ki. A rendelkezésre álló szabálytalan hézagokat tölti ki, és alakja xenomorf (I. tábla 2., 3.).

Az ércszemcsék mérete változó. Normálisan szilárd kőzetben általában 0,2—0,8 mm, a késői ércfeldúsulások öveiben jóval nagyobb: 0,3—1,2 mm méretű szemcséket, illetve csoportokat alkot. Ezek helyenkint lemezekké, szalagokká kapcsolódtak.

Megfigyelhető, hogy az ércsíkok néha bizonyos távolságokban ismétlődnek, tehát feltehető, hogy a kívülről-befelé haladó lehülés ütemében magmarétegenként váltak ki.

A nagy tömegű, összefüggő ércfeldúsulást a viszkozitás központ felé terjedő növekedése akadályozta meg. A Denevértáró wehrlitjében legfeljebb dió nagyságú, tömör érchalmozok alakulhattak ki. A Tóbérc-

bánya bázisos gabbrójában pirrhotin jelent meg 15–20 cm-es elnyúlt, slíres feldúsulásban.

Általános tünet, amit az Újhatárvölgyi II. sz. mélyfúrás szelvénye is igazol, hogy az ércfelszaporodás is a tömlő öves tagolódását követi, főként a belső ultrabázitösszletben. Az érc itt körkörös burkokban, keresztmetszetben vízszintes ismétlődésben jelenik meg. Érctartalom szempontjából egy magasabb és egy mélyebb, ércdúsabb szint bontakozott ki. Hasonló ércdús övekről ír WIJKERSLOOTH is anatóliai peridotitokban (6).

Nagy viszkozitású magmában nemcsak hidrosztatikus, hanem irányított nyomásról tanúskodik az ércesebb slírek hajlott, gyűrt jellege. Ez a jelenség figyelemmel kísérhető a Denevértáró falaiban is.

5. ÉRINTKEZÉSI KÖZETEK

A bükkhegységi széttagoltan elhelyezkedő gabbróidális kőzetteket kontakt kőzetek kísérik. Egyik legszebb feltárás a Tóbércbányában kísérhető figyelemmel. A kőbányászat az Egerpatak baloldali természetes feltárásában indult meg 40 évvel ezelőtt. Ma már 60 m magas bányafalban látható az eruptív tömeg és a burkolópala kapcsolata.

A felszíni pala- és homokkötörmelékes erdőtalaj alatt 12–14 m vastag, hullámos lefutású, vörhenyes barnásszürke agyagpala burkolja az érintkezési kőzetváltozatokkal körülfogott gabbródiabáz- és gabbrótömeget. A bányafal É-i részében homokkőpadok is megjelennek a kontakt övben.

A termikus hatás külsőleg az üledékek megpörkölésében, az érintkezés felé egyre mélyebb rozsdabarna színűre égetésében jelentkezik. Az eruptívum szegélyén keskeny sávban asszimiláció is észlelhető; itt a gabbró kvarcdioritossá, dioritossá vált. Legerősebb az endogén érintkezési hatás a gabbróba zárt palazárványokon.

A₆kőbánya ÉNy-i falában gránátos érintkezési kőzet jelenik meg a palaburok szomszédságában. Az 1–8 mm-es gránát (pirop) -kristályok egyenlőtlenül elszórtak, helyenkint valóságos gránátszirtté tömörülnek.

A biotitgránát- és kloritos muszkovitszaruszirtok elnyúlt, kiékelődő sávokban jelennek meg. Bennük hosszúkás turmalin- és kordieritkristályok ismerhetők fel.

Az Újhatárvölgy középső szakaszán, 1300–1800 m között, több helyen találunk száibanálló sziklákban csillámos andaluzit- és kordierit-tartalmú szaruszirtet. A gabbróban érintkező agyagpala mésztartalmú. Az itt mélyített IV. mélyfúrás 65–70 m között szürke mészkő-zárványt is harántolt.

Biotitdús érintkezési kőzet kíséri a Denevér-táró előterében, valamint a vaskapui vasúti bevágás gabbróját.

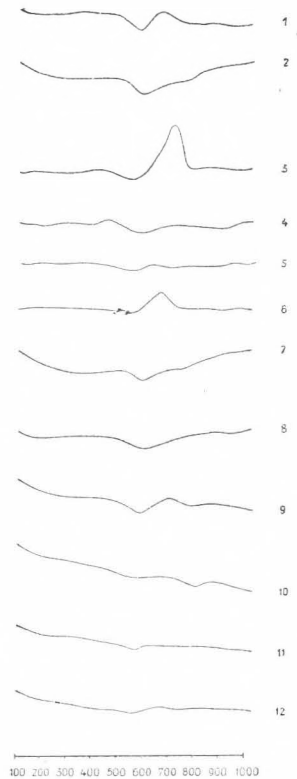
Szemcsés diabáz környezetében jellegzetes csomóspalát találunk az ortáshegyi bányában és a Tardosbányától D-re eső útkanyarulatban,

ahol már mélyebb kihülési szintre utaló gabbro-diabáz érintkezik szürke agyagpalával. Az Ortásbánya É-i feltárásaiban viaszsárga agyagjáspis található.

E példákból is megállapítható, hogy az érintkezési hatás nem jelentős, s csak keskeny határsávban érvényesült epizónának megfelelő feltételek mellett. Agyagpala esetében a kifelé fokozatosan gyengülő érintkezési átalakulás néhány m-re tehető (Tóbérc), de legtöbb helyen csak 10–20 cm. A pala megkeményedik, majd kiszárad és szétforgácsolódik. A felszínen szögletesen aprózódó, csengő palatörmelék jelzi az eruptívum közelségét. Gyakori a kovásodás és fehér kvarciterek jelenléte. A koncentrikus-héjas szalagosság szép példái figyelhetők meg a Keselyűbérc DK-i lejtőjén, a Tanya felé vezető út É-i oldalán, az utolsó házak felett. Itt üveges diabáz nyomult a pala közé. További példák láthatók az állomásépülettel szemközi oldalon, a Kispallag D-i oldalán és a Tardosgerincen végig.

A homokkő érintkezési öveiben pörkölődés, rozsdavörös vasoxidos színeződés, vörös jáspisképződés a jellemző elváltozás (Vasbányahegy, Tóbéretető).

A szarvaskői gabbroidális közettestet bezáró üledékeket (agyagpala, homokkő) KOBLENCZ V. DTA elemzésnek is alávetette:



14. ábra. Szarvaskői agyagpalák DTA diagramjai — *Diagrammes DTA des schistes argileux de Szarvaskő*

A burkolóközetek DTA-vizsgálatának eredményei

Min-ta-szám	Közet	Lelelőhely	DTA vizsgálat eredménye
1.	Fekete agyagpala	Földszakadásárok	sziderit
2.	Zöldesszürke pala	Földszakadásárok	kaolinit
3.	Lemezes pala	Ortáshegy	sziderit
4.	Kontakt pala	Kishegy (352,9 m)	pirit, agyagásvány
5.	Kontakt pala	Ortáshegy, DNy	sziderit
6.	Szürke pala	Hagymásvölgy	sziderit
7.	Kékesszürke pala	IV. mélyfúrás	agyagásvány-nyom
8.	Lemezes pala	Ortáshegy, ÉK	sziderit
9.	Fekete agyagpala	Kispallag	kalcit, nyomokban agyagásvány
10.	Selymes, szürke pala	Kövesbérc, ÉNy	kalcit, nyomokban agyagásvány
11.	Kovapala	Bátor, Tyúkfészek	sziderit
12.	Szürke homokkő	Alappont (Vaskapu)	sziderit

(DTA vizsgálati diagramot l. a 14. ábrán)

Az összes agyagpalák közül csak az 1. jelzésűben volt agyagásvány megállapítható, valószínűleg kaolinit. A 8. és 11. mintákban csak nyomokban volt agyagásvány. A 4. mintában (érintkezési pala) agyagásványon kívül pirit jelentkezett.

A 2., 3., 5., 6., 7., 9. és 12. jelzésű palákban és homokkőben 500—600 C° között endoterm- és utána következő exotermcsúcs minden valószínűség szerint sziderit jelenléte mellett bizonyít. Forró *HCl*-os oldatban erős pezsgés és bő vastartalom jelentkezett.

A palák közül egyedül a Földszakadásárok zöldesszürke változata nem pezgett — melegen sem — sósavval. A többi már hidegen is, de melegen erős pezsgést árult el. A palák legtöbbszörében karbonát jelenléte állapítható meg.

Az a tény, hogy a palák közül egyesek csak melegen pezsegnek, s hogy a *HCl*-os oldatban bő *Fe*-tartalom mutatkozott, arra vall, hogy a sziderit a palákban utólag képződött. Ezt támogatja az a DTA-vizsgálati adat is, mely szerint limonitot kimutatni nem lehetett. A jelentkező vastartalom vagy másodlagosan képződött szideritből vagy a kontakt hatások kapcsán képződött hematitből ered.

Ezek az adatok az eruptív összlet többnyire távoli, érintkezési átalakításnak már aligha minősíthető hatásait érzékeltetik.

Újabb Szarvaskő környéki kőzetelemzések

Sorszám	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	S	O	Izzítási veszteség	Összeg	Lelőhely	Mélység m	Elemző
1.	40,44	4,81	11,30	2,06	15,43	0,30	7,72	11,02	1,65	0,04	4,55	0,69	0,56	ny	—	—	—	100,28	Újhatárvölgy		
2.	39,55	5,47	11,42	2,54	18,19	0,29	8,87	6,84	1,39	0,18	4,21	0,94	0,20	ny	—	—	—	100,09	Újhatárvölgy	fel-	TOLNAY VERA
3.	39,69	6,75	11,55	4,47	16,48	0,31	8,01	7,35	1,31	0,13	3,46	0,67	ny	ny	—	—	—	100,18	Újhatárvölgy	színi	(Földt. Intézet)
4.	40,83	7,34	12,16	3,74	15,31	0,29	7,41	8,21	1,83	0,23	2,38	0,55	ny	ny	—	—	—	100,28	Siroki-lápa	kőze- tek	(Földt. Intézet)
5.	38,40	6,00	9,69	22,53		0,41	7,00	8,02									1,70			8,6	5., 7., 9., 11., 12.,
6.	40,33	6,92	11,42	3,98	15,77	0,55	8,81	6,52	1,56	0,03	3,96	0,23	0,03	0,04	0,82	0,41		100,56		15,30	14., 16. kőzetet a
7.	38,62	5,13	11,47	19,50		0,35	7,45	8,76									2,62			19,60	Vasipari Kutató
8.	39,31	4,94	11,73	3,92	17,44	0,40	9,04	7,15	1,45	0,07	4,27	0,19	0,10	ny	0,76	0,38		100,39		20,46	Intézetben
9.	39,18	4,75	10,32	20,17		0,33	7,25	9,78									1,90			23,25	elemezték
10.	41,19	5,94	11,01	3,93	16,60	0,39	8,41	6,73	1,22	0,02	3,81	0,51	0,08	0,02	0,52	0,26		100,12	Újhatárvölgy	26,34	(részleges
11.	38,96	6,08	10,45	21,68		0,36	7,10	8,02									2,81			27,49	analízisek).
12.	38,74	7,28	8,41	21,25		0,34	6,55	8,83									1,24			30,00	6., 8., 10., 13.,
13.	41,06	5,19	13,66	3,25	15,74	0,45	7,14	8,35	1,48	0,03	,58	0,50	0,16	ny	0,33	0,17		100,75	Újhatárvölgy	36,38	15. kőzetet
14.	40,42	5,28	12,36	19,50		0,32	7,00	8,68									3,23			36,90	BARABÁS LAJOSNÉ
15.	40,69	6,81	12,00	4,04	15,12	0,52	7,09	9,04	1,75	0,01	2,62	0,43	0,37	0,04	0,43	0,22		100,74		43,06	elemezte.
16.	38,54	5,28	12,11	20,51		0,33	6,75	8,97									1,05			44,80	(Földtani Intézet)
17.	35,75	7,34	5,85	8,29	9,93		10,84	8,45	1,27	0,15	1,19	0,32	—	0,13	egyéb		0,01	100,02	38 szarvaskői ultrabázis elemzés		középtérte
18.	39,61	6,17	11,97	3,31	16,31		7,83	8,48	1,48	—	3,00	0,71	—	0,71	—			100,21	4 db Újhatárvölgy — Siroki-lápai ultra-		bázitelemzés középtérte

2. AZ ERUPTÍV KÖZETEK TiO_2 -TARTALMA A CSÖKKENŐ
KOVASAV % FÜGGVÉNYÉBEN

A vegyi elemzések azt igazolják, hogy a felnyomuló magma erősen bázisos volt, mert az ultrabázitok elkülönülése után fennmaradó magma-részlegből olyan gabbró- és diabáztípusok keletkeztek, amelyek a külföldi hasonló közettípusoknál lényegesen bázisosabbak.

A megszilárduló magma nyúlónfolyóssága megakadályozta a vegyi egyensúly zökkenőmentes kialakulását, aminek érzékelhető következménye, hogy az ásványos és vegyi összetétel, s ezzel kapcsolatban a közet-fácies kis távolságokban váltakozó, szeszélyesen ingadozó.

Ezt kívánja érzékeltetni SZENTPÉTERY adatai alapján (28) a csökkenő savanyúsági sorrendben összeállított táblázat, amelyen a hasadási (telér) és keverék (asszimilációs) közetektől eltekintve a normális diabázzgabbró-ultrabázittípusok TiO_2 -tartalmának váltakozó megoszlását kívántuk feltüntetni:

Sor- szám	Közetfajta	Előfordulási hely	SiO_2	TiO_2
1.	26. Tömött diabáz	Homonnatető	51,10	1,19
2.	27. Ofitdiabáz	Tardosbánya	50,73	1,31
3.	28. Amfibolaugitgabbródiabáz	Tardosbánya Ny-i alja	50,02	1,45
4.	32. Aprószemcsés diabáz	Ortásbánya felső része	48,80	2,03
5.	31. Tömött diabázporfirrit	Nagy Tardos, felső bánya	48,72	2,14
6.	29. Szemcsés diabáz	Tardosbánya	48,58	2,31
7.	37. Tömött diabáz	Tardosgerinc	48,52	1,73
8.	33. Porfiros augitgabbródiabáz	Tardosbérc DK-i alja	48,49	1,81
9.	30. Ofitdiabázporfirrit	Tardoshegy, Beniczky-bánya	48,48	1,77
10.	36. Gabbródiabáz	Határtető alatt Ny-ra	48,28	1,34
11.	34. Ofitdiabázporfirrit	Ortásbánya alsó része	48,05	1,95
12.	38. Amfibolaugitdiabázporfirrit	Peskó K-i oldala	47,51	1,58
13.	35. Biotitos gabbródiabáz	Tardosbánya	47,16	2,21
14.	39. Bázisos aprószemcsés diabáz	Mikófalvi kőtörő felett	46,02	2,88
15.	41. Melafir	Kislápa Ny-i oldala	45,96	2,53
16.	42. Amfibolbiotitgabbró	Majorárok, 250 m	45,86	6,10
17.	43. Amfibolgabbró	Újhatárvölgy, Határlápa felett	45,47	4,16
18.	44. Diállággabbró	Majorárok, 227 m	45,01	3,55
19.	40. Bázisos tömött diabáz	Ortáshegy, Kisgerinc	44,64	3,36
20.	45. Hiperszténdiállággabbró	Újhatárvölgy, 2000 m	44,59	2,78
21.	53. Gabbróamfibololit	Majorárok, 126 m	44,50	2,05
22.	46. Diállághiperszténgabbró amfi- bollal	Újhatárvölgy, Magasverő	44,39	4,40
23.	47. Diálláugaugitgabbró	Ortásbánya	43,82	3,30
24.	76. Biotitos amfibololitpiroxenit	Denevértáró, 16,5 m	43,49	2,51
25.	48. Olivindiállággabbró	Újhatárvölgy, 1 km	43,26	4,28
26.	54. Biotitgabbróamfibololit	Majorárok, 229 m	43,10	3,15
27.	60. Amfibololit	Majorárok, 129 m	42,80	4,85
28.	59. Diállágamfibololit	Tóberc, É-i oldala	42,60	6,30
29.	61. Amfibololit	Majorárok, 140 m	42,43	3,96
30.	62. Nagyszemű amfibololit	Majorárok, 142 m	41,57	3,75
31.	63. Titanitamfibololit	Majorárok, 146 m	41,55	7,55
32.	49. Diállággabbró	Denevértáró előtere	41,30	2,99
33.	64. Olivindiállágamfibololit stb.	Denevértáró 14,5 m	41,20	4,70

Sor-szám	Kőzetfajta	Előfordulási hely	SiO ₂	TiO ₂
34.	52. Pikritdiabáz	Laposendre, ÉNy-i oldal	41,10	3,80
35.	65. Piroxenitamfibololit	Denevértáró, 21,7 m	40,56	5,92
36.	66. Biotitamfibololit	Majorárok, 231 m	40,08	2,62
37.	50. Olivingabbró (wehrlit)	Vasbányahegy mellől	39,78	1,51
38.	67. Ércamfibololit	Majorárok, 230 m	39,55	5,11
39.	55. Gabbrópiroxenit	Újhatárvölgy, 1290 m	39,55	0,90
40.	68. Diallagamfibololit	Denevértáró, 15,3 m	38,85	4,82
41.	56. Piroxéngabbróperidotit	Újhatárvölgy, 1420 m	38,79	4,29
42.	69. Augitamfibololit	Majorárok, 143 m	38,10	2,72
43.	70. Apatitos amfibololit	Majorárok, 130 m	37,91	3,94
44.	77. Amfibololittalaggit	Denevértáró, 16,25 m	37,30	8,05
45.	78. Amfibololitpiroxenit	Denevértáró, 15,6 m	36,97	8,65
46.	57. Amfibolgabbródiagonalgit	Majorárok, 180 m	35,02	5,98
47.	58. Diallagamfibolgabbróperidotit	Majorárok, 245 m	33,58	7,71
48.	88. Wehrlit	Denevértáró mellékvágata	33,12	12,44
49.	89. Wehrlit	Denevértáró, vége	32,58	6,07
50.	79. Olivinpiroxenit	Denevértáró, 15,1 m	31,74	14,60
51.	81. Piroxenit	Denevértáró, 16,7 m	31,70	10,10
52.	91. Wehrlit	Szarvaskő	30,90	11,89
53.	83. Amfibolpiroxenit	Denevértáró, 25 m	30,90	6,32
54.	82. Amfiboldiagonalgit	Denevértáró, 15,7 m	30,82	18,80
55.	71. Peridotitamfibololit	Denevértáró, 26,5 m	30,50	5,71
56.	92. Amfiboldiagonalgitperidotit	Denevértáró, É-i bejárata	30,32	14,94
57.	93. Ércperidotit	Majorárok, 192 m	29,62	8,73
58.	85. Peridotitpiroxenit	Denevértáró, 27,5 m	28,35	7,75
59.	51. Ércanortózitgabbró	Majorárok, 155 m	28,30	15,20
60.	86. Ércdiagonalgit	Denevértáró, 29 m	26,70	8,89
61.	87. Ércamfiboldiagonalgit	Denevértáró, 26 m	25,16	9,56
62.	72. Amfiboltitanitit	Majorárok, 146 m	22,79	25,64
63.	94. Ércperidotit	Denevértáró, 18,5 m	22,50	15,00

L. a. TiO₂-megoszlás grafikonját (III. melléklet).

Ultrabázitok átlagos TiO₂-tartalma

Érdekes eredményre jutunk, ha az egyes kőzettípusok átlagos TiO₂-tartalmát kísérik figyelemmel:*

Sor-szám	Kőzetfajta	TiO ₂ %
1.	Ércamfibololit	5,11
2.	Peridotitamfibololit	5,71
3.	Piroxénamfibololit	5,92
4.	Amfibolgabbró diagonalgit	5,98
5.	Wehrlit	6,07
6.	Amfibolbiotitgabbró	6,10
7.	Diallagamfibolgabbró	6,30
8.	Amfibolpiroxenit	6,32

* Az elemzési adatok és kőzetnevek SZENTPÉTERY idézett művéből (p. 70—90) származnak.

Sor- szám	Kőzetfajta	TiO ₂ %
9.	Titanitamfibololit	7,55
10.	Diallagamfibolgabbróperidoit	7,71
11.	Peridotitpiroxenit	7,75
12.	Amfibololitdiallagit	8,05
13.	Amfibololitpiroxenti	8,65
14.	Ércperidotit	8,73
15.	Ércdiallagit	8,89
16.	Ércamfiboldiallagit	9,56
17.	Piroxenit	10,10
18.	Wehrlit	11,89
19.	Wehrlit	12,44
20.	Olivinpiroxenit	14,60
21.	Amfiboldiallagperidotit	14,94
22.	Ércperidotit	15,00
23.	Ércanortozitgabbró	15,20
24.	Amfiboldiallagit	18,80
25.	Amfiboltitanit	25,64

Az ultrabázitokat általában 5%-nál nagyobb TiO_2 -érték jellemzi. Amint kiolvasható, 5—9% TiO_2 -tartalom az ultrabázitok külső, hornblendtípusú burkát jellemzi. Ebben az amfibol jut túlsúlyba a piroxénnel szemben. Az olivin szerepe egészen alárendelt. A Ti -tartalom főleg a fénoxidokban kötődött le. Az amfibol e kőzetötvben legutoljára kristályosodott ki. Benne az összes korábban szilárd fázisba jutott ásványok megtalálhatók zárványként. Kristályai néha a 4—5 cm-t is elérik.

10% feletti TiO_2 -tartalom az ultrabázitok másik két nagy csoportját, a piroxeniteket és peridotitokat jellemzi. Ezekben az amfibol szerepe alárendelt, viszont a diallag, augit és olivin szerfölött változó arányban vesz részt a kőzet összetételében. A TiO_2 -tartalom az oxidos érceken kívül a titánaugitban is leköttött. A helyenkint bőséges titánittartalom utólagos átalakulási terméknek tekinthető.

Legnagyobb a TiO_2 -érték a dunit-típusú ércperidotitokban, amelyekben uralkodóan ilmenit az oxidos érc. A titanomagnetit, titánaugit és vörhenyes sárga titánolivin kristályrácsába az erősen szétszórt, illókkal mozgó Ti -ionok kényszerűen leköttöttek.

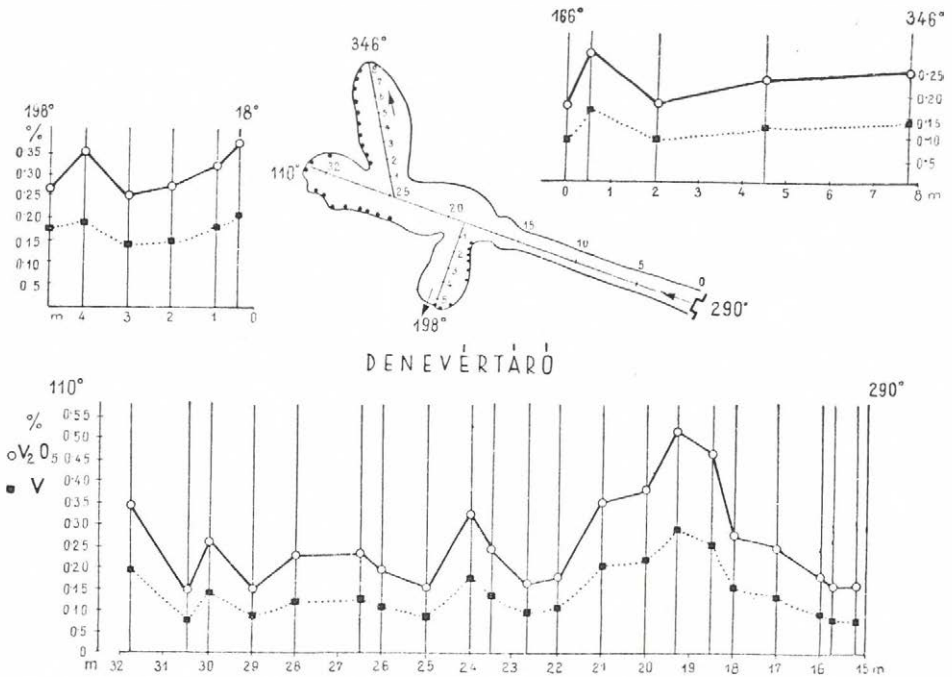
Ásványképzők jelenléte okozta, hogy a magmakristályosodás végső, pneumatolitos-hidrotermális fázisában, a könnyen mozgó Ti -tartalom helyenkint utolsó megszilárdulási terméként az elegyrészek közötti térrészeket töltötte ki hézagkitöltő ilmenit alakjában.

A TiO_2 -mennyiség egyenlőtlen megoszlása igazolja, hogy az ultrabázitokban nincsen nagyméretű ércfelhalmozódás, hanem csak ércdúsabb és szegényebb slírek alakultak ki a növekvő viszkozitás gátló körülményei mellett.

Az ultrabázitok vanádiumtartalma

A V-tartalom megoszlására nézve az első adatokat FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ közölte 1950-ben megjelent dolgozatában (5). A denevértároi ultrabázitok mindegyike tartalmaz több-kevesebb vanádiumot. A 23 m hosszú tárószakasz kőzetmintáinak vizsgálatadatait diagramban tüntetük fel (16. ábra).

A színképelemzéssel készült és kolorimetrikus úton is ellenőrzött vanádiummeghatározások a V-tartalom jelentős értékingadozásait tükrö-



16. ábra. A szarvaskői Denevértáró helyszínrajza, az ultrabázitok V_2O_5 - és V-tartalmának diagramjával. (FÖLDVÁRI A.-NÉ meghatározása szerint.) — *Levé de plan de la galerie Denevér de Szarvaskő, avec les diagrammes de la teneur en V_2O_5 et V des ultrabazites.* (Déterminations de Mme. M. FÖLDVÁRI—VOGL)

zik. Legmagasabb érték 18–20 m táján és a baloldali oldalvágatban adódott. Az összes adatok középértékeként az átlagos V-tartalom 0,14%, ami megegyezik az irodalmi átlaggal.

A II. mélyfúrás ultrabázitjait ugyancsak FÖLDVÁRINÉ vizsgálta meg V-tartalom szempontjából, és a denevértároiával azonos értékeket kapott. A V_2O_5 középértéke 0,24%, a fém V-é 0,15%. A görbék lefutása azt tanúsítja, hogy a vanádiumtartalom az ultrabázittömeg egész függőleges kiterjedésében egyenletes. Kisebb értékcsökkenés 15–17 m között adódott (l. a 17. ábrát).

Az összehasonlításból kiderül, hogy a V nagyobb koncentrációit az

ércdús wehrlitben éri el, amely azonban a Denevértáróban is csak m-en belüli sávokban jelentkeznek.

Összehasonlítás céljából közlöm az alábbi ultrabázit-lelőhelyek TiO_2 és V_2O_5 tartalmának határértékeit) (6):

	TiO_2 %	V_2O_5 %
Ural (Krasno Uralks)	5—6	0,2—1,00
Svédország (Kramsta)	5,34	0,185
Kanada	10—20	0,3—0,4
K. Brit India	11—14	1,4—1,9
Ny. Brit India	18—28	7,6—8,8

Szarvaskő:

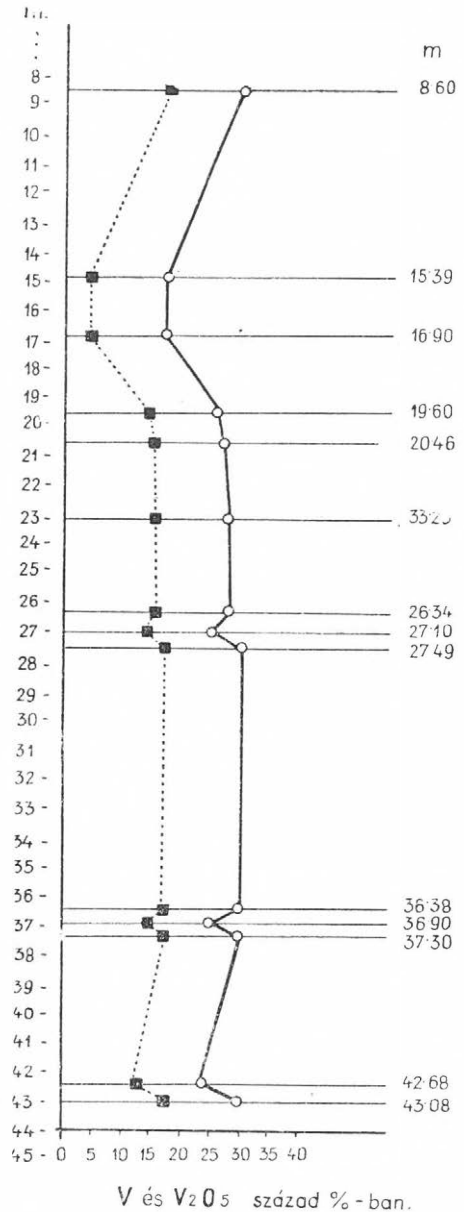
1. Denevértáró	5,11—25,64	0,14—0,51
2. Újhatárvölgy	5—7	0,14—0,32

Megállapítható, hogy Ti - és V -tartalom szempontjából a hazai ultrabázitok az urali és svédországi rokon összetételű kőzetekhez állnak legközelebb. Ez utóbbit sikerült KJELLBERG-nek V -ra is feldolgoznia (33). 350 t ércből előállított 105 t koncentrátum fémtartalma: $Fe = 64\%$, $V = 0,78\%$, $Ti = 6,2\%$ volt.

Ni-tartalmú pirrhotin a Tóbérebányából

A szarvaskői ultrabázitokban két szulfidos ércásvány szerepe jelentősebb: a pirrhotin és kalkopirité. A kettő között átmenetek is előfordulnak. Kalkopirrhrotin jelenlétét KISVARSÁNYI állapította meg (8). A pirrhotinban szételegyedési terméként pentlandit is kimutatható.

A pirrhotin kétféle megjelenése ismeretes. A vasbányahegyi wehrlitben folyósmagmás hőmérsékleten szételegyedéssel a nehéz fémszulfidok közül a pirrhotin és kalkopirit jelenik meg cseppalakú, legömbölyödött ércszemcsék alakjában, legtöbbször az ilmenit vagy magnetit zárványaként.



17. ábra. Az újhatárvölgyi II. mélyfúrás ultrabázitjainak V_2O_5 - és V -tartalma. (FÖLDVÁRI A.-NÉ meghatározása szerint.) — V_2O_5 középérték: 0,24%, V középérték: 0,15% — *La teneur en V_2O_5 et V des ultrabasites du forage profond No. II. de la vallée Újhatár. (Déterminée par Mme M. FÖLDVÁRI —VOGL.) — Valeur moyenne de V_2O_5 : 0,24%, valeur moyenne de V : 0,15%*

Az Újhatárvölgy torkolatánál fekvő Tóbércbánya ÉK-i falának fejtése közben, a befelé egyre bázisosodó gabbróban pirrhotindús elkülönülések tárultak fel. A 10–20 cm széles, slíresen keskenyedő ércfelhalmozódás a magma S-szegénységére vall. A pirrhotin itt egybefolyó, elnyúlt, szabálytalanul határolódó halmazokat alkot, amelyen belül színes szilikát és földpát csak zárványként jelenik meg.

A pirrhotin ércmikroszkópi jellemzését KISVARSÁNYI adta. Majd KOCH SÁNDOR (8a) leírása alapján vált ismeretessé a Ni-tartalmú pentlandit jelenléte.

Az 1955-ben gyűjtött pirrhotinból BARABÁS LAJOSNÉ a Földtani Intézet laboratóriumában részleges elemzést is készített a következő eredménnyel:

Fe	30,17 %
Ni	0,08 %
Cu	0,60 %
Összes S.....	16,75 %

Mikroszkópos vizsgálatnál a pentlandit szételegyedési terméként nem volt észlelhető. Nagyobb felületű, csiszolt lemezein cc. HNO_3 -as kezeléssel egyes mezőkben finom párhuzamos lemezesség tűnik elő.

Ultrabázitok nyomelemvizsgálatai

A szarvaskői ultrabázitokat FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ (5) nyomelemekre is megvizsgálta a következő eredménnyel:

Kőzetjel	Kőzetfajta	Leőhely	Ni	Co	Cr	V	Ti
B ₁	Ultrabázit	Újhatárvölgy I. robbantási hely	—	—	—	U	+
B ₃	Ultrabázit	Újhatárvölgy III. robbantási hely	U	—	—	0	+
A ₂	Ultrabázit	Siroki-lápa, meder	U	—	—	0	+
25	Bázisos gabbró	Tóbércbánya, K-i oldal	—	—	—	+	+
76	Ércperidotit	Vasbányahegy, táró	U	—	U	0	+
46/6	Ultrabázit	Füveslápa II. robbantási hely	—	—	0	0	+
B ₄	Ultrabázit	Füveslápa IV. robbantási hely	U	—	U	0	+
A ₁	Peridotit	Siroki-lápa, meder	U	—	U	0	+
55	Gabbróperidotit	Határtető Ny-i alja	0	U	0	+	+
19	Ultrabázit	Cseresznyefalápa	U	—	U	0	+
57	Gabbróperidotit	Magasverő DNy-i alja	—	—	U	0	+
68/d	Ércperidotit	Majorárok, 245 m	0	U	0	0	+
II.	Diallággabbró	Újhatárvölgy, II. fúrás 16 m	—	—	0	U	+
III.	Diallággabbró	Újhatárvölgy, II. fúrás 44 m	0	—	0	0	+

Jelmagyarázat: + = erős szinképvonal; 0 = nyomok; U = gyenge nyomok; — = nincs szinképvonal.

A V különböző intenzitással tűnt fel, mennyisége magnetitdús kőzetekben jelentősebb. Cr és Ni eloszlásában szabályszerűség nem mutatkozik.

Az újhatárvölgyi II. fúrás minőségi és V-ra mennyiségi nyomelemvizsgálata a következő eredményt szolgáltatta:

Sor-szám	Mélység m	V_2O_5 %	V %	Ni	Co	Cr	Ti	Mélyfúrás helye
1.	8,60	0,30	0,17	+	0	U	+	Újhatárvölgy II. mélyfúrás
2.	15,39—16,90	0,17	0,09	+	0	U	+	«
3.	19,60	0,26	0,14	+	0	U	+	«
4.	20,46	0,27	0,15	+	0	U	+	«
5.	23,25	0,28	0,15	+	0	U	+	«
6.	26,34	0,28	0,15	+	0	U	+	«
7.	27,10	0,25	0,14	+	0	U	+	«
8.	27,49	0,30	0,17	+	0	U	+	«
9.	36,38	0,30	0,17	+	0	U	+	«
10.	36,90	0,25	0,14	+	0	U	+	«
11.	42,20	0,24	0,13	+	0	U	+	«
12.	43,06—44,07	0,30	0,17	+	0	U	+	«

Jelmagyarázat az előző táblázatával egyező.

A II. mélyfúrás mállott, bázisos gabbróban indult, és 8,60 m-től 44,07 m-ig fekete, ércdús ultrabázitot harántolt. A nyomelemvizsgálatok különböző szintek fúrómagjaiból készültek, a vegyelemzésekkel párhuzamosan.

A táblázatból megállapítható, hogy a V_2O_5 és fém V-tartalom a vasbányahegyihez hasonló nagyságrenddel jelentkezik. A denevértároi ultrabázitok V-vizsgálatát szintén FÖLDVÁRINÉ (5) végezte el.

A II. mélyfúrás ultrabázitjainak V_2O_5 középértéke 0,24—0,25%, a V-tartalomé 0,14—0,15%. Az érték megegyezik a külföldi lelőhelyek általánosan megadott középértékével.

A II. fúrás kőzeteiben a Ni az összes mintákban erős nyomokban tűnik fel, ami az itteni ultrabázitok nagyobb pirrhotin (pentlandit)-tartalmából is következethet.

Miként ezekből az adatokból is látható, a bükkhegységi ultrabázitokra a külföldi előfordulásokkal párhuzamba állítható vegyi összetétel és fémtartalom jellemző.

Irodalmi adatok szerint a Ti és V magasabb, a Ni, Co, Cr mélyebb ultrabázisos magmaszintek jellemző féme (6).

Az üledékköpeny nyomelemei

Az eruptív kőzeteket burkoló agyagpala és homokkő fémiontartalma szoros összefüggésben áll az őket áttörő, padjaik közé nyomult bázisos magmás kőzetek fémtartalmával.

Az eruptív összletet befogadó üledékes rétegcsoport távoli lelőhelyekről származó kőzetmintáinak nyomelemtartalmát szinképelemzéssel FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ vizsgálta meg. Az agyagpalaminták mindegyike tartalmaz *vasoxidot*, kivéve a bátori kovásodott palát, melyben csak nyomokban jelentkezik.

Fe-ra erős szinképvonal állapítható meg. *Cr* erős szinképvonala észlelhető a Földszakadásárok, Ortáshegy, valamint az újhatárvölgyi IV. mélyfúrás 90,5–98,5 m mélyén harántolt sötétszürke agyagpalájában. Nyomokban fordul elő *Cr* a Hagymásvölgy, Kispallag, Vaskapu agyagpaláiban. *Ni* erős nyomokban jelentkezik ugyancsak a Földszakadásárok és Ortáshegy gabbróval érintkező paláiban. *Ti*-szinképvonal valamennyi palában észlelhető, ami az eruptívumok nagy *Ti*-tartalma következtében várható volt. Erősebb *Co*-nyomokat a Földszakadásárok és a Kishegy (352,9 m) DK-i lejtőjének palája árul el. Gyenge nyomokban jelentkezik az Ortáshegy, Kövesbérc ÉNy-i lejtőjének palájában és a Vaskapu szürke homokkövében is.

A nyomelemek szinképelemzési eredményei azt igazolják, hogy az eruptívtest körzetében levő üledékösszletet átjárták a magmaintrúzió fém-tartalmú gőzei. A nyomelem-mennyiség az eruptív kőzetek távolságának függvényében jelentkezik.

Szarvaskői agyagpalák és homokkövek szinképvizsgálati eredményei

A szinképelemzést végezte: FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ

Sor- szám	Kőzet	Lelelőhely	Fe	Ni	Co	Cr	Ti
1.	Zöldesszürke pala	Földszakadásárok	+	<u>ny</u>	(ny)	+	ny
2.	Fekete agyagpala	Földszakadásárok	+	<u>ny</u>	(ny)	+	ny
3.	Szürke lemezes pala	Ortáshegy, DNy	+	ny	—	+	<u>ny</u>
4.	Kontakt agyagpala	Ortáshegy, ÉK	+	<u>ny</u>	(ny)	+	<u>ny</u>
5.	Kontakt agyagpala	Kishegy (352,9 m) DK	+	<u>ny</u>	—	ny	<u>ny</u>
6.	Sötétszürke pala	Hagymásvölgy	+	ny	(ny)	ny	<u>ny</u>
7.	Kékesszürke pala	IV. fúrás: 90,5–98,5	+	ny	—	+	<u>ny</u>
8.	Sárgásszürke pala	Ortáshegy, műútfal	+	<u>ny</u>	(ny)	+	<u>ny</u>
9.	Fekete agyagpala	Kispallag	+	(ny)	—	ny	<u>ny</u>
10.	Szürke selymes pala	Kövesbérc, ÉNy-i lejtő	+	ny	(ny)	ny	<u>ny</u>
11.	Kovapala	Bátor, Tyúkfészek	ny	(ny)	—	(ny)	(ny)
12.	Szürke homokkő	Vaskapu, szintezési alappont	+	+	(ny)	ny	ny

Jelmagyarázat: + = erős szinképvonal, ny = erős nyom, ny = nyom, (ny) = gyenge nyom

X. HEGYSÉGSZERKEZET

A peridotit-intrúziók a földkéregben működő hatóerők egyik megnyilvánulása. Megjelenésük világszerte szinklinálisok mentén következik be, és nagy mélységből származó bázisos magmafelynyomulással kapcsolatosak.

STILLE szerint (6) a mediterrán övhöz tartozó ofiolitok feltörése az alpi-dinári geoszinklinális nagy törései mentén következett be. Legtöbb helyen árokszerű süllyedésben jelennek meg, és az egykori medencék üledékes kőzeteivel szoros kapcsolatban állnak.

Későbbi kéregmozgások következtében az eredetileg összefüggő eruptív testek széttagolódhattak, és idegen környezetbe is kerülhettek.

HESS (6) a peridotitokat a Földet átfogó orogén gyűrűhöz kapcsolja, BOWEN viszont (6) azt tartja, hogy e kőzetek kratogén területeken otthonosak s a mélységi bazaltmagmából kristályosodási differenciáció útján jöttek létre.

HESS az ultramafikus kőzeteket önálló magmából származtatja, mert bennük a Mg/Fe molekulahányados értéke $> 7,5$ -nél, míg a bazaltövből eredőké 3,1–7,5 közötti. Elismeri, hogy a két magmaprovincia között éles határt vonni nem lehet.

SUESS szerint (6) az ofiolitok nagy mélységre ható beszakadások mentén nyomultak fel, és szinklinálisok üledékei között helyezkednek el. Nem tartja kizártnak, hogy rátolódások, pikkelyeződések síkjain viszkózus magmatömegek hatoltak fel, tehát ún. hideg intrúziók jöttek létre.

A Bükkhegységben több feltárásban megfigyelhető az eruptívumok és befogadó üledékek közötti *elsődleges* érintkezés. A gabbrómagma összeforrasztotta az üledékösszletnek a hegységképződés során átmozgatott szétaprózódó darabjait.

A felnyomulás ferde helyzetű tektonikai síkok mentén következett be, és a bázisos magma a meredekdőlésű rétegpadok közé nyomult. Jelentékeny része nem érte el a felszínt, hanem agyagpala-homokkőburokban szilárdult kőzetté. A legmagasabbra feljutott diabázgerincek csapásvonala érzékelteti a törésrendszer uralkodó irányát. Ezek kijelölik egyben a kitörés gyökérövét. Felszíni szpilités diabázuk fokozatosan egyre kristályosabb fácieseken át bázisosabb gabbróváltozatokba megy át. A párhuzamos lefutású diabázbordák több azonos csapású kéreghasadékról tanúskodnak.

Közöttük a pala gyüredezettsége, kontaktmetamorf szilánkossága jelzi a felnyomulás gyors folyamatát.

A felszínre vagy annak közelébe jutott diabáztömegek főként a vonulat központi részében egymásra folytak, és közös, széles eruptív fennsíkot építettek ki (Ágazattető—Homonnatető—Bivalyórom), amelyet a későbbi erózió szabdalt domborzatilag különálló részekre.

Az eredetileg vastag palaköppennyel fedett és a lepusztítás következtében elénk tárult diabázgabbróösszlet a hegységképződéssel összefüggő, kezdeti magmatizmus magasabb kéregrészekbe nyomult, kisebb nagyságrendű, abisszikus nyúlványait képviseli. A feltehető pluton nagy tömege abban a mélységben rekedt meg, ahol a kéregszerkezeti feszültségek és egyensúlyzavarok magmatektonikai kiegyenlítést nyertek.

Az egész bükkhegységi (Sirok—Darnói) utólag széttagolt gabbróvonulat egyetlen, egyidejű intrúziós folyamat terméke. A Kárpátmedencében minden bizonnyal nem ez az egyetlen bázisos magmatitvonulat. Azért ismerjük legjobban, mert eredeti környezetéből a fiatal tektonizmus nagyrészt magasra emelte (Sirok, Darnó).

A diabáz a bázisos magmatizmus peremi övét, a gabbró-peridotit-tömegek a központi részt képviselik. A széleken a diabáz elágazó csatornarendszerben átjárta, helyenkint valósággal átszelte az üledékösszletet, amint ez a szarvaskői állomás melletti vasúti bevágásokon, valamint az ortáshegyi bányafalakon jól észlelhető.

Az eger-szarvaskői műút feltárásaiban az agyagpala gyüredezettsége és jellegzete ÉÉNy-i dőlése kísérhető figyelemmel. A DK-ról ható nyomás főként a palát gyúrta meg. A kemény eruptív magok a megtorlódásnak jobban ellenállottak, bár a gyakran jelentkező csúszási tükrök a köztettében végbement tömegelmozdulásokat érzékeltetik. Az eruptív-üledékes összletet fiatal hegységképződés emelte magasabb szintbe. Számos külföldi példa igazolja, hogy a gabbróperidotit-testek mindig paleozói képződmények kíséretében jelennek meg, még akkor is, ha jelenleg jóval fiatalabb környezetben foglalnak helyet.

A bükkhegységi gabbrótömeg is olyan szerkezeti vonal mentén helyezkedett el, ahol paleozóos földkéregdarab érintkezik fiatalabb hegységképző övvel. A szimaöv anyaga szial-tömbök mélyreható mozgásakor préselődött magasabb szintekbe, vagy jutott éppen a felszínre.

A paleozói és mezozói összletet a közékük nyomult bázisos eruptív tömegekkel együttesen érte már a *kimmériai szakasz* hegységképző igénybevétele. Erre utal a Bükk K-i szárnyán megismert préselt kvarcporfirok, porfiroidok jelenléte.

A hegység szerkezeti fejlődésében újabb mélyreható átmozgatást az *ausztriai fázis* idézett elő. Torlódásos, pikkelyes szerkezetet hozott létre, amelyet már SCHRÉTER is feltüntetett s ez a vonulat képződményeinek lefutásában, szerkezeti tagolódásában mély nyomot hagyott.

Legerőteljesebb szerkezeti átrendeződés a vonulat D-i oldalán észlelhető, ahol a pala meredek ÉÉNy-i dőlése (42—73°) érezteti a mélyreható átmozgatást. Zúzódasos alakváltozás, peremi kihengerlődés, morzsolódás,

dörzsbreccsaképződés az eruptív testet is érte. Ezt a mélyfúrások adatai is igazolják (II., IV.). De az eruptív test és a bezáró palák szoros kapcsolatában lényeges változás nem következett be.

A vonulat torlódásos, pikkelyes szerkezet kialakulása után hosszú ideig szárazulat volt. Miocén üledék csak Szarvaskőtől D-re és a Bervavölgy mentén borítja a felszín tektonikus beékelődésben.

Újabb szerkezeti átrendeződés a *stájer* hegységképző szakasz során következett be, mely főleg ÉNy—DK-i irányú feltorlódásban jelentkezett, és nagy részben elfedte — megfigyeléseim szerint — a korábbi szerkezeti formákat.

Az eruptív vonulat legfiatalabb képződménye a diabáz- és gabbrótörmeléket tartalmazó pleisztocén vörösgyag, mely főként az eruptív területek felszínét borítja.

1. AZ ERUPTÍVUMOK KITÖRÉSI SORRENDJE

Bár a gabbroidális eruptív vonulat közettípusai egyetlen közettartomány tagjai és egymással a legszorosabb genetikai kapcsolatban állanak, időbeli megjelenésük és térbeli elhelyezkedésük tekintetében bizonyos sorrendiség állapítható meg.

Felnyomulási sorrendben a diabáz megelőzte a gabbró-peridotit-együttest. Csak ott nem állanak összefüggésben az oldalt elkülönült gabbrózsákokkal, ahol keskeny réseken, csatornákon jutottak a felszín közelébe vagy a felszínre. Utóbbi esetben takarószerűen ráömlöttek a palára is (Rocskavölgy, Gilitka-kápolna, Keselyűbérc D-i lejtő). Ilyen helyeken több méter vastag diabázlepel alatt a patakmenti feltárásokban agyagpala jelenik meg.

A diabáz mindig a mélyben rejtőző, felnyomulóban levő bázisos intrúzió hírnöke. Ilyen értelemben a diabáz a gabbrónak, a kéreg alatt megszilárdult gabbró pedig a belsejében elkülönült peridotitnak szegélyfáciése. A 3 fő közettípus egyetlen közettani egységbe fonódva jelenhetik meg nagyobb feltárásokban (Tóbérc) vagy földtani széttagoltságban, de egymás kíséretében (Vasbányahegy). Idő- és térbeli kapcsolatuk a Bükk-hegységben kétségtelen.

CODARCEA (6) adatai szerint az orsovai (Duna-Vaskapu) eruptívtestben is egyidős a három részre különült magmaolvadék.

XI. AZ ERUPTÍVTESTEK MAGASSÁGSZINTEK SZERINTI ELHELYEZKEDÉSE

A vasbányahegyi wehrlitlencse átlag 240–250 m tszf. magasságban helyezkedik el. Ez a magasság az Újhatárvölgyben a Siroki-lápa torkolatának felel meg (251 m), ahol a meder középszakaszán gabbróburok alatt először bukkantunk ultrabázisos hasadási termékekre.

A fővölgyben ÉÉK felé haladva, egyre magasabb szintben tűnnek fel a mederfalakban sötét, durvánkristályos tilaitváltakozatok. Ismétlődő megjelenésük azt a feltevést támasztja alá, hogy az Újhatárvölgy mentén feltárt gabbrótömeg egyetlen összefüggő üledékköpenyben megszilárdult magmaintrúzió terméke.

A földtani felépítés tanulmányozása arra a megállapításra vezetett, hogy a legtöbb, mélyebb szinten rekedt, pala közé nyomult gabbró-ultrabázittestnek megvan a maga felszíni diabáztartozéka. Így a vasbányahegyi gabbró-wehrlittömeg az É-ra fekvő majortetői diabázkúp mélyszíni függeléke. Az újhatárvölgyi 3 km-es gabbró-ultrabázitsáv viszont a Tardos-Ágazattető diabázgerincének palaburka alatt gabbroidálisan megmerevedett tartozéka.

Lehetséges, hogy nem egyetlen összefüggő, hanem több különálló, kisebb-nagyobb tömegű ultrabázit-slír alakult ki az eddig ismert újhatárvölgymenti gabbrótömegben. Ez esetben a benyomult gabbrótömeg nagyságrendjétől függő, láncszerűen egymáshoz kapcsolódó széttagolódott ultrabázitos tömlősorra számíthatunk.

Valószínű, hogy a Majortetőtől D-re bekövetkezett differenciálódási folyamat az eruptív vonulat további, ÉK-i hosszabb szakaszán is lezajlott.

Az Újhatárvölgy bővizű patakja azt a hosszú gabbrótömzsöt tárta fel, mely a palaösszlet alatt az ultrabázitokat körülfogó gabbróburok felső, fedőrészét képviseli. Még csak éppen érintette a mélyben húzódó, keményebb ultrabázitos kőzettestet. A diabázból és palából álló közeli gerincek, csúcsok és a velük genetikailag összefüggő gabbró-ultrabázittestek tszf. elhelyezkedését a következő táblázat tükrözi:

	Majortető m	Malomhegy m	Cseresbérc m	Határtető m	Magasverő m
Tetőmagasság	370	427	470	493	529
Felső gabbrószint	260	340	370	430	500
Ultrabázit-slírek	240	270	290	340	370
Gabbróburok feltárt vastagsága	20	70	80	90	130

A táblázatból kiolvasható, hogy az eruptív tömeg ÉÉK felé haladó kiterjedésével kapcsolatban növekszik a feltárt gabbróburok vastagsága is.

Fúrasi kutatás dönthetné el, hogy

a) a növekvő gabbróvastagsággal arányosan nagyobbnak tétélezhető-e fel az elkülönült ultrabázitos sírek mérete is;

b) vagy csak a gabbrómagma emelkedett nagyobb magasságra a vonulat középső részén, és vékonyabb palafedő alatt nem adódtak kedvező állapotfeltételek jelentősebb ultrabázitos differenciálódásra.

Az újhatárvölgyi gabbróvonulat agyagpalával és harmadkori üledékekkel takartan tovább folytatódik ÉK-i irányban: a Vöröskő-Bivalyórom gerincében. A Berva- és Mészvölgy felső szakaszán, a legmélyebb mederfeltárásokban szintén gabbró bukkan felszínre. DNY felé az almárvölgyi bázisos gabbrósziklák jelzik az eruptív terület folytatását Sirok, Darnó irányában.

ÉRCPERIDOTIT KIFEJLŐDÉSÉRE VONHATÓ KÖVETKEZTETÉSEK

A részletesebb kutatás folyamán tett megállapítások azt a feltevést támasztják alá, hogyha volt kedvező alkalom ultrabázitos sírek elkülönülésére, akkor az a vasbányahegyihez hasonló körülmények között elsősorban az Újhatárvölgy csapásvonalába nyúlt.

A két fontos ultrabázitlelőhely közös földtani és kőzettani vonásai a következőkben foglalhatók össze:

1. Egyező tszf. magasságban (240–260 m) helyezkednek el.
2. Az ultrabázitokat ugyanaz a világos hamuszürke agyagpalaburok zárja körül.
3. Kőzettanilag azonos az ultrabázitösszletet körülfogó bázisos gabbrókíséret is.
4. A gabbró-ultrabázittömegektől Ny-ra mindkét helyen 4–500 m magas diabázgerinc húzódik. A kezdeti kitörést a nagyobb átütőerejű, mozgékonyabb diabáz képviseli. A gabbró-peridotittest mindkét helyen a mélyben rekedt, és a palaburokban teljesen kikristályosodott.
5. Homokkő területünkön az agyagpalaburok fedőjeként jelenik meg. Ahol az eruptívum homokkővel érintkezik, ott diorit- és kvarcdiorit jelzi a SiO_2 -dús mellékkőzet beolvasztását.

6. Kétségtelen, hogy a vegyes üledékösszletben felnyomuló magmatömegek emelőhatására az agyagpala nyílt szét könnyebben, és palássági síkjai mentén keletkezett hézagokba hatolt be a később feljutó, differenciált gabbrómagma.

7. A gabbroidális magmazsákok mindkét helyen a központi eruptív tömeg peremén, főként a D-i szélen jöttek létre, amiben hegységszerkezeti adottságok hatására gondolhatunk.

8. A két előfordulási hely azonos tengelyen, közös csapásirányban fekszik, tehát a 3–5 km-es szakaszon adott petrogenetikai viszonyok is azonosnak tekinthetők.

9. Mindkét lelőhely eruptív tömege, bár a tetőkön diabázként, a palaburok alatt gabbróként jelenik meg: közös magmatartó származéka. Anyaguk hipabisszikus mélységben tagolódott szét. Ultrabázisos slírek a szárnyak megakadt, lefűződött gabbrótömlőiben alakultak ki.

ÖSSZEFOGLALÁS

Földtani megállapítások, közettani vizsgálatok és vegyi elemzések igazolják, hogy a szarvaskői eruptív vonulatban a vasbányahegyin kívül is vannak ultrabázitos-ércperidotitos elkülönülések. *Főleg az Újhatárvölgy mentén állapítottuk meg ercdúsabb ultrabázitok jelenlétét.*

A Majortető — Vasbányahegy eruptív tömege, amely a felszínen élesen elhatárolódik a nagy központi diabázgabbró-testtől, *nagyobb mélységben szervesen összefüggő, egységes közettömeget képvisel.*

Az ultrabázitokat közvetlenül gabbró és a teljes eruptív testet világos- vagy sötétszürke, hőszigetelő agyagpalaburok zárja körül. Homokkő az agyagpalaösszletben ismétlődő közbetelepülésként jelenik meg.

Gabbroidális magmatömlők mindkét helyen a legmagasabbra feljutott *diabázttömegek DK-i oldalán alakultak ki. Az ÉNy — DK-i irányú harántszelvények kialakítását a külszíni feltárások és mélyfúrások adatai segítették elő. Ezek alapján egységes földtani és teleptani kiértékelés vált lehetővé.*

A szárnyak szerkezeti elemzése alapján nyilvánvaló, hogy a diabázok az ÉK — DNy-i törésszerűen kialakult eruptív tengely mentén tornyosultak legmagasabbra. A D-i szárny erőteljesebb megemelését hatalmas DK-i oldalirányú nyomóerő idézte elő. Az üledékes összlet felpikkelyeződésével kapcsolatos fellazulás tette lehetővé a felnyomulóban levő gabbrómagma behatolását és tömlőszerű tagolódását. A tömlőkben a magmahasadás folyamata kedvező körülmények között mehetett végbe.

A hegységben észlelhető felpikkelyeződést a magmabenyomulás nem befolyásolta, csupán helyi, kisterjedelmű felboltozódásokat és érintkezési átalakulással összefüggő szétpattogzást eredményezett. Az eruptívtest körül gyakran észlelhető dőlésváltozásokat a benyomuló magmatömegek térfoglalása idézte elő.

A felnyomuló magmatömegeből rétegsíkok, csúszási felületek mentén messze elnyúló, lencsés lefűződéses következtek be, melyek *további, alulról jövő magmabenyomulásra tömlökké öblösödtek ki.* Ezekben lassú ütemű megszilárdulás és sajátos magmarétegződés következett be.

A magmahasadás a savanyúbb és bázisosabb részek elkülönülésével indult meg, s e folyamat a külső savanyúbb gabbróburok s a központosan elhelyezkedő ultrabázitmag határolódásában tükröződik. A két eltérő összetételű magmarészleg érintkezésénél egyásványos közettípusok: hornblenditek és tilaitváltozatok fejlődtek ki.

Ha bármely irányból közeledünk az ércperidotitos maghoz, a magmás-réteges kőzetburkok szabályszerű sorrendben — bár eltérő vastagságban — ismétlődnek.

Legkívül helyezkedik el a *palaburok*, mely több helyen teljesen lepusztult. Utána következik a rendszerint keskeny, *termikus kontaktöv*, majd a külső, alsó és felső szintjén eltérő kifejlődésű gabbróköpeny. Ebben foglal helyet a differenciálódott *ultrabázitos közetsorozat*, uralkodó és alárendelt, de az eruptívtest tömegével arányban álló típusaival. Legkülső tag a *peremhornblendit*, amelyen belül ismétlődő sorokban *tilaitok* helyezkednek el. Ezek fokozatos átmenettel vezetnek át a tulajdonképpeni ércperidotitokhoz. Eltérő elnevezésüket csak a színes szilikátok jelenléte és aránya indokolhatja. A kívülről befelé haladó közetsorozatban a *tömlő magmaanyagának törvényszerű folyamatsora tárul elénk*. Ebben három tényező egymásrahatása tükröződik: a *hőmérséklet*, a tömlőben kialakult *hidrosztatikai nyomás* és az eltávolítani nem tudó *illóalkatrészek* helyről helyre változó, és a magmamegszilárdulás folyamatát befolyásoló hatása.

Az eruptívtestek földtani elhelyezkedésének tanulmányozása arra a megállapításra vezetett, hogy a *vasbányahegyi gabbrówehrlitsák a Major-tetőben csúcsosodó eruptív tömeg mélyszinti tarlozéka*. Az újhatárvölgyi hatalmas gabbróvonulat viszont az É-i diabáztömeg mélyben rekedt, gabbróidálisan megszilárdult és magmahasadáson átesett *központi része*. A magasabb övben elhelyezkedő diabázok és a mélyebb szintű gabbró-peridotitos plutonitok között szoros genetikai kapcsolat áll fenn.

Az érintkezési kőzetek ásványos összetétele a beolvasztott üledékek vegyi összetételét tükrözi.

A fúrások igazolják a települési viszonyok tanulmányozásából leszűrt következtetést, hogy a *magmatömlők és bennük az ércdús kőzetlerek helyzete közel vízszintes*, ami bányászati feltárásuk és kitermelésük szempontjából előnyös.

Lényeges, hogy a *magmatömlők nem nyúlnak nagy mélységre*, de feltehető az ismétlődésük lefelé.

Vegyi szempontból a szarvaskői eruptívumok jellemző tulajdonsága az alkáliákban, *főleg Na-ban való gazdagság, és az ultrabázitok Fe-, Ti- és V-tartalmának viszonylag nagy értéke*. Nyomelemvizsgálatok valamennyi eddig ismert ultrabázitban kimutatták a *Ni, Co és Cr* jelenlétét is. A *Fe*-dús, *S*-szegény magmarészekben pirrotin az uralkodó szulfidos érc.

A kőzettani megfigyelések alátámasztották egyes illóalkatrészekben gazdagabb magmarészlegek fordított kiválási sorrendű megszilárdulását (l. a mikrofotografiákat).

Valószínű, hogy a központi eruptívtestet a szegélyen gabbró-peridotit-szákok sora kíséri, és ezekben ércperidotit felhalmozódására számíthatunk.

Az 1953—55. évi kutatás során megállapítottuk az ultrabázittömegek *eddig ismert nagyobb kiterjedését és több új lelőhelyét*. A gabbróperidotitos magmaintrúzió mechanizmusának felismerésével új irányvonal tűzhető ki a további kutatás számára.

A szarvaskői eruptívtest hasznosításával kapcsolatban nem wehrlit-, hanem ultrabázit-kérdés áll fenn, mert a wehrlitsávok nem választhatók el az összeszövődött ultrabázitos kőzettömegektől. Komplex-érccel állunk szemben, amelynek feldolgozása a kohászat legidőszerűbb feladata.

BESZÁMOLÓ A KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉS NYILVÁNOS VITÁJÁRÓL

LENGYEL ENDRE kandidátusi értekezésének nyilvános vitáját a Tudományos Minősítő Bizottság 1956. május 3-án tartotta meg. Az értekezés opponensei: FÖLDVÁRI ALADÁR és PANTÓ GÁBOR, a föld- és ásványtani tudományok doktorai voltak.

A vita során kellő megvilágításba került LENGYEL ENDRÉ-nek a szarvaskői kutatások eredményeinek újraértékelésében végzett munkája. Szarvaskőn közel 100 év alatt sok kutató járt és igen sok adatot gyűjtött össze. A terület földtani felépítésének általános ismerete és a kőzetfajták sokaságának részletes leírása nem biztosította a magmás folyamatok összefüggéseinek tisztázását és a gyakorlati felhasználhatóság kérdésének eldöntését. LENGYEL ENDRE érdeme, hogy a meglehetősen agyonkutatott területen a kutatást új szempontok érvényesítésével új irányokba tudta terelni, és újszerű magmatektonikai szintézissel mind a terület fejlődéstörténetét, mind gyakorlati felhasználhatóságát új megvilágításba helyezte.

A magmatömlőben lejátszódó differenciálódási folyamatok jellegének és kapcsolatának tisztázása kielégítő magyarázatot ad a szarvaskői eruptív összlet számos megfigyelt felépítésbeli és kifejlődésbeli sajátosságára, és reális képet nyújt a titánvasérc-felhalmozódások kutatásának várható eredményeiről.

Az értekezés első alakjában nem sorakoztatott fel elegendő érvet a differenciáció különleges menetére és a kiválás fordított sorrendjére vonatkozólag. Az észlelt hiányosságokat szerző már a nyilvános vita során bemutatott újabb, bizonyító erejű illusztrációs anyag bemutatásával és a folyamatok leírásának pontosabb fogalmazásával pótolta.

Az értekezést a bíráló bizottság az újszerű magmatektonikai kép kialakításának és a gyakorlati kutatás biztató eredményeinek értékét kiemelve, egyhangúlag elfogadta a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa cím odaítéléséhez.

Budapest, 1956 július hó.

Szerkesztő Bizottság

RÉSULTATS RÉCENTS DE LA RECHERCHE DE MINÉRAI DE TITANE-VANADIUM-FER DES ENVIRONS DE SZARVASKŐ*

Par E. LENGYEL

I. INTRODUCTION

(Importance économique du minéral de Ti-V-Fe)

Au SW de l'immense plateau de calcaire de la Montagne Bükk, dans les environs de Szarvaskő, une masse éruptive basique s'est formée dans le complexe de schiste argileux et grès mésozoïque, triasique moyen. Le magma du complexe éruptif situé entre Bélapátfalva et Szarvaskő monta le long d'un système de fractures de direction NE-SW. Cette chaîne éruptive devait être originellement plus longue, mais sa continuité fut interrompue par des mouvements tectoniques postérieurs, et à l'aile du SW on n'en trouve que des masses disséquées, plus ou moins grandes qui se dressent, en îles, de la couverture des sédiments tertiaires.

Quelques parties du complexe magmatique consistent en péridotite à titanomagnétite (wehrlite) qui se fit connaître vers 1860, au Mont Vasbányahegy. Les premiers résultats de l'examen géologique et lithologique de cette roche datent de 1867 (3).

En cent ans environ, le problème de l'utilisation de la wehrlite de Szarvaskő se soulevait plusieurs fois. On en a transporté plusieurs tonnes aux fins des expériences des industries chimique et métallurgique de notre pays et de l'étranger.

L'intérêt scientifique et pratique se porta de nouveau sur les ultrabasites de notre pays, à cause de l'importance accrue du titane et du vanadium.

Par conséquent, la Direction de l'Institut Géologique de Hongrie a inscrit dans son plan de travail de 1953-54 le levé géologique et l'examen pétrographique détaillés de ce territoire éruptif.

Au cours des recherches on a constaté que des masses ultrabasiques se présentaient même à d'autres parties du territoire éruptif. Il y a deux circonstances qui rendent nécessaires et actuelles la synthèse des données géologiques et la publication des résultats des recherches récentes concernant le territoire éruptif de Szarvaskő. Notamment, le minéral de fer à Ti et V passa au premier plan de l'évolution industrielle et les recherches géologiques récentes servent de base pour la découverte d'une ressource considérable d'ultrabasite.

* Thèse présentée pour obtenir le grade de candidatès sciences géologiques et minéralogiques, soutenue à la discussion publique du Comité de Qualification Scientifique le 3 mai 1956.

II. SITUATION ET CONNEXIONS GÉOLOGIQUES DE LA CHAÎNE ÉRUPTIVE BASIQUE DE SZARVASKŐ

Dans le complexe sédimentaire paléo-mésozoïque de la Montagne Bükk, on trouve des porphyres et porphyrites triasiques entre Diósgyőr et Szilvásvár, et des roches éruptives basiques plus jeunes (diabase, gabbro, ultrabasite) dans les environs de Szarvaskő entre Bélapátfalva — Monosbél et la Vallée de Almár.

Ces masses éruptives-ci forment une chaîne cohérente, longue de 8 km, de direction NNE — SSW, qui s'étend du Mont Kerekhegy au Mont Vasbányahegy. Une partie considérable de la masse intrusive resta en profondeur et se solidifia au-dessous de la couverture de schiste argileux et grès. Ses cimes et arêtes les plus élevées consistent en diabase; le gabbro et l'ultrabasite n'affleurent qu'aux sommets couverts des lambeaux de schiste du secteur moyen et dans les vallées profondes creusées par les ruisseaux.

Dans la prolongation au SW de la chaîne, à Laposendre et au lit de la vallée Almár, on trouve encore des variétés de gabbro à la surface.

Les sommets les plus hauts — au N, immédiatement au bord du plateau de calcaire — indiquent la force de l'intrusion de la masse magmatique. Ces cimes consistent surtout en diabase.

Voici les points les plus élevés de la chaîne du N: Puskó 956 m, Kerekhegy 790 m, Homonnatető 672 m, Papkő 630 m, Középbérc 597 m. Au milieu: Tardosbérc 540 m, Magasverő 520 m, Rocska 510 m. Au S: Keselyűbérc 446 m, Magastető 374 m, Vasbányahegy 273 m.

Les formations du toit tertiaire (miocène et sarmatien) ne se présentent qu'aux bords du S et du SW.

Les transitions graduelles entre la diabase et le gabbro prouvent que *le complexe éruptif entier est le produit d'une seule intrusion cohérente du magma*. Les diabases filoniennes qui affleurent par ci par là de sous de la couverture de schiste et les diabases gabbroïques granulaires solidifiées en profondeur appartiennent au corps éruptif central.

Les indices observés montrent à l'unisson que le magma gabbroïdal montait le long d'un grand système de fractures de NE — SW à des hauteurs différentes. Pendant cette intrusion, il se différençait. Les masses magmatiques qui montaient le plus haut se solidifièrent en diabase à la surface ou près de la surface, tandis que les parties du magma — de masse différente — restées en profondeur produisirent des types de roches gabbroïdales.

La chaîne cohérente fut morcelée par les mouvements tectoniques ultérieurs, c'était surtout son bout du S qui fut affaissé dans la profondeur, par des failles successives. On trouve la continuation de cette chaîne dans les lambeaux de diabase de Sirok—Darnó, au-dessous de la couverture des formations tertiaires. *Sur la base de l'identité lithologique des affleurements, des connexions tectoniques et des roches accessoires identiques, on peut comprendre ce territoire éruptif allongé dans une seule unité géologique.*

La composition chimique des roches du territoire éruptif montre une affinité avec la masse gabbroïque, riche en alcalis de la vallée Bódva. Sa connexion génétique avec celle-ci fut démontrée par G. PANTÓ (17).

III. CONDITIONS STRATIGRAPHIQUES

A) SOCLE TRIASIQUE

Schiste argileux et grès

Le complexe de gabbro de Szarvaskő est encaissé par un complexe de schiste argileux et grès, considéré auparavant comme carbonifère supérieur (SCHRÉTER, 22), récemment comme triasique moyen (ladinien) (BALOGH—PANTÓ, 1, 2, 16, 17, SCHRÉTER, 23). Le territoire que nous traitons est la zone du SW très remuée de l'unité géologique de la Montagne Bükk. L'ensemble de schiste argileux et grès est plissé, fracturé. L'inclinaison générale du côté du S du territoire est de N—NW, 23 à 42°. L'intrusion de la masse magmatique a modifié le relief du terrain, d'une manière indépendante de la structure antérieure. L'inclinaison générale de NW indique une puissante compression agissante de SSE.

L'épaisseur de l'ensemble triasique moyen recouvrant les amas éruptifs est différente. Au sommets plus élevés, il ne resta qu'en lambeaux. Par les forages de 100 à 140 m, exécutés jusqu'à présent, il est impossible d'établir sa puissance totale.

Dans le complexe dominant de schiste argileux, on trouve des bancs de grès plus ou moins épais. Ceux-ci s'insèrent conformément à la direction générale de NNE—SSW des couches. Puisqu'ils sont plus durs, ils sont bien préparés aux versants (flanc en face de la gare de Szarvaskő, Cseresbérc, Majorárok etc).

On n'a pas trouvé de fossile dans les affleurements et dans les échantillons de forage qui puisse servir à la détermination d'âge. G. KISVARSÁNYI (8) a trouvé une seule tige de Crinoïdée, dans le schiste argileux gris foncé du Földszakadásárok.

B) FORMATIONS DU TOIT TERTIAIRES ET QUATERNAIRES

La mer miocène transgressait le long des affaissements du bord du S de la Montagne Bükk. Ses sédiments sont formés par argile, sable, gravier et conglomérat grossier à ciment calcaireux. Une formation houillère est observable dans la baie des environs de Szarvaskő-tanya.

Entre les laies de houille de 40 à 50 cm d'épaisseur, s'intercalent même des couches d'argile gris brunâtre dont les morceaux fossilifères se trouvent actuellement à la halde (Szarvaskő-tanya).

Ces fossiles sont déjà mentionnés par J. SZABÓ (24), notamment: *Potamides mitralis* EICHW., (= *Cerithium pictum* BAST.), *Theodoxus pictus* BAST., *Cardium vindobonensis* PARTSCH., *Modiola marginata* EICHW. Sur la base de cette faune, et SZABÓ et SCHRETER (22) rangent le groupe houillifère, ensemble avec sa couverture de gravier dans le Sarmatien.

On peut considérer comme un sédiment pléistocène la couverture d'argile brune et brun rougeâtre, épaisse de 1 à 2 m en moyenne, qui est généralement répandue à la surface et des masses éruptives et des sédiments.

On peut classer dans l'Holocène les alluvions plus ou moins grossières des bases anciennes — par endroits élargies — des vallées et des lits actuels des ruisseaux.

IV. LA RÉPARTITION DU COMPLEXE ÉRUPTIF GABBROIDAL DANS L'ENSEMBLE DE SCHISTE

LA MISE EN PLACE DES MASSES ÉRUPTIVES. ÉVÈNEMENTS DE TECTONISME MAGMATIQUE

Par l'étude du rapport entre les roches magmatiques et les sédiments encaissants, on a jeté de la lumière sur le mécanisme de l'intrusion du magma, sur le déroulement des processus magmatiques qui sont en connexion étroite avec ceux tectoniques.

Comme STILLE a déjà constaté, l'ascension des ophiolites méditerranéennes était en connexion avec les tensions produites dans le géosynclinal alpino-dinarique c'est-à-dire avec le système de fissures produits par celles-là. Ces magmatites appartiennent en général au Mésozoïque et leur matière provient de la zone basique dite «sima» de l'écorce.

Selon la constatation récente de PANTÓ, l'intrusion de gabbro sodique, petrographiquement affine, de la vallée de Bódva voisine et l'intrusion des ophiolites s'encadrent bien dans le magmatisme basique initial de l'orogène carpathique (17).

La zone de sima s'approchant le long des géosynclinaux, le plus de la surface, pouvait alimenter — semblablement aux intrusions analogues de l'étranger — l'ascension rapide des masses magmatiques synorogéniques le long du géosynclinal d'autrefois du territoire de la Hongrie. Dans l'écorce solide au cours de la mise en place des masses gabbroïdales, existent des conditions favorables à la séparation des magmas partiels et à leur différenciation profonde.

A travers des fissures disjonctives produites pendant les mouvements tectoniques antérieurs, une partie du magma monta près de la surface ou même à la surface et s'est consolidée en variétés différentes de diabases.

L'autre partie faisait intrusion entre les clivages ouverts d'au-dessous des ailes doucement inclinées de la voûte et, en distendant les bancs sédimentaires, elle se consolida en corps gabbroïdaux, presque horizontaux, utrifformes, évasés aux bouts.

Sur la base des examens pétrographiques des roches éruptifs de Szarvaskő, on peut établir que c'était une seule phase d'intrusion, très limitée dans le temps au cours de la quelle se formait tout le complexe gabbroïdal.

Les masses magmatiques basiques montèrent au début de l'orogénèse, — en connexion avec le commencement des mouvements des tables du socle — à travers les fissures ouvertes aux parties de l'écorce situées au-dessous et près de la surface.

KOSSMAT (6) remarque très spirituellement que ces éruptifs sont «les nerfs des mouvements orogéniques initiales, où le sima se met au jour».

Les mouvements fondamentaux orogéniques se déroulèrent pendant le Mésozoïque le long des grandes lignes structurales antérieures. Les intrusions allongées de la Montagne Bükk suivirent donc une direction de NE—SW.

La diabase, plus mobile, se présente en précurseur et *prend place d'une manière pénétrante, discordante*, traversant l'ensemble de schiste — surtout aux bords — en réseau (gare de Szarvaskő). Elle est en connexion intime avec les sédiments encaissants. Par endroits sa ramification allait jusqu'à la formation des filons de 10 à 20 cm d'épaisseur. Leur mise en place fut déterminé par des fissures et clivages moins résistants de l'ensemble de schiste et conformément à ceux-ci, ils prennent un caractère de filon ou de sill respectivement.

La diabase se présente en général aux bordures du complexe éruptif et, à cause de sa contamination avec l'ensemble sédimentaire, elle forme souvent des migmatites aussi. On en peut observer de beaux exemples dans les grandes carrières de Ortáshegy et Tóbercbánya.

L'intrusion de la diabase fut suivie par une masse de gabbro péridotitique, séparée par la liquation du magma, dont une partie considérable resta en profondeur. *Entre les variétés de diabase et les masses de gabbro, on peut établir une connexion étroite dans l'espace et dans le temps.* Dans l'ordre chronologique, c'étaient les espèces de diabase qui se présentèrent les premières, et elles furent suivies par l'intrusion des masses de gabbro et de péridotite. Dans l'espace on peut observer pour la plupart une transition graduelle à partir de la diabase vers le gabbro. Les ouvertures des carrières prouvent très instructivement cette transition lente, accompagnée même de changements chimiques et texturaux.

L'orientation corps gabbroïdaux ouverts dans les carrières et dans les forages profonds prouvent que les *masses de gabbro, contrairement à la diabase, gisent avec une concordance dans l'ensemble schisteux prenant place à de différents étages l'un au dessus de l'autre, ce qui est évident par les forages profonds No. s I. et IV.* Les horizons superposés des intrusions

sont parfois reliés par des canaux étroits, remplissant des fissures et des interstices.

Les corps gabbroïdaux consolidés des outres magmatiques séparées aux ailes se distinguent nettement de la masse principale. Leur magma se solidifia dans sa masse entière par une cristallisation statique, *en masse gabbroïdale qui se détache brusquement du schiste*. Beaucoup d'indices tendent à montrer que les masses magmatiques basiques furent injectées dans le complexe sédimentaire remué à une température réduite, en état visqueux. Il est aussi probable qu'elles restaient pendant de longues périodes géologiques en état de pâte semi-fluide sous l'abri de l'enveloppe de schiste calorifuge et elles se solidifièrent lentement, dans des conditions tranquilles, en roches abyssiques. Ceci est prouvé par la structure fluidale et par le manque total des protoclasses.

L'ascension des masses magmatiques provenant du sima commença par les réarrangements structuraux des masses de l'écorce, puis près de la surface elles furent activisées à l'intrusion par les mouvements orogéniques qui déterminaient les directions et les endroits de leur mise en place. L'intrusion des masses magmatiques visqueuses sous haute pression a un caractère batholithique en profondeur et un caractère laccolithique près de la surface. En ce cas-ci, le complexe de schiste fut soulevé en voûtes et des parties de magma s'isolèrent en forme de lentilles, sacs et outres parmi les bancs disloqués des couches.

Le mécanisme de l'intrusion du magma gabbroïdal de Szarvaskő est caractérisé par un mode de gisement en forme de petites outres (Vasbánya-hegy) ou de gâteaux allongés, plus étendus (Újhatárvölgy) respectivement.

A beaucoup d'endroits de l'étranger (Balcans, Oural, Afrique), les masses de péridotite se présentent sans association de diabase et de gabbro. Par contre, au territoire éruptif de Szarvaskő, *les différenciations de péridotite et ultrabasite, plus riches en minerais, se présentent en fonction des masses gabbroïdales considérables*.

Ce fait-là a rendu nécessaires, au cours des recherches de 1953 et 1954, l'investigation des masses gabbroïdales du territoire éruptif et la délimitation de celles-ci dans la mesure des possibilités. A savoir, c'est à l'intérieur des masses gabbroïdales que l'on peut espérer de trouver des schliers d'ultrabasite dans les horizons plus profonds.

Même la limite nette des corps de gabbro vers le schiste — où l'on peut à peine observer de transition texturale — prouve que leur magma se pressa en état fondu, visqueux entre les bancs soulevés du schiste, dans un système clos étant accompagné d'un faible effet thermique. La magma montant lentement à travers les grandes fissures tectoniques — et qui avait probablement subi la différenciation gravitationnelle en profondeur — pénétra en forme d'outre entre les couches de schiste qui s'ouvraient.

La figure № 4. représente l'esquisse de principe de la situation du complexe de gabbro et ultrabasite de Szarvaskő dans l'enveloppe de schiste et diabase encaissants. On peut observer que la chaîne de diabase de Kerekhegy-Keselyűbérc de plus de 8 km de longueur se situe le long d'une

ligne de fracture de NE—SW, en formant les sommets et crêtes les plus élevés. *Dans la partie centrale de toute la masse éruptive, se situe une masse gabbroïdale, long de 3 à 4 km, large de 1 à 2 km, avec une enveloppe schiste et grès*; à l'intérieur de cette masse on trouve des gâteaux d'ultrabasite lâchement cohérents, doucement inclinés vers le SW.

La diabase plus acide, plus mobile, plus pénétrante s'est réunie en une crête immense, presque cohérente, au-dessus de la ligne principale de fracture. La masse magmatique plus basique, visqueuse qui suivait à celle-là, fit intrusion dans les fissures dilatées de l'ensemble de schiste soulevé et remué, et se solidifia, là, en corps gabbroïdaux, par un lent refroidissement.

C'était la reconnaissance du mode de gisement des masses éruptives — supposé d'abord d'après les affleurements, puis supporté par les forages profonds — qui a motivé la constatation pratiquement importante selon laquelle, au territoire éruptif de Szarvaskő, il existait, *outré le complexe de Vasbányahegy, un autre complexe cohérent de gabbro-ultrabasite qui était beaucoup plus grand que celui-là et qui représentait une indication considérable de minerai.*

On a aussi établi, par des données géologiques, que la masse de diabase-gabbro-péridotite de Majortető—Vasbányahegy ne se séparait du corps central de gabbro-ultrabasite (Újhatárvölgy) qu'à la surface; dans les horizons profonds, le long du ruisseau Egerpatak elle est en connexion étroite avec celui-ci, couverte de schiste. Cela est prouvé par la distance petite (200 à 300 m) entre les deux masses éruptives, de même que par les lentilles de diabase et gabbro qui affleurent entre elles en milieu schisteux, en marquant le rapport génétique.

Le sac de gabbro-wehrlite du Vasbányahegy est une partie intégrante, couverte de schiste, de la masse éruptive du Majortető, et ainsi il appartient organiquement, même séparé, à la chaîne basique. Cependant, le noyau allongé de gabbro du Újhatárvölgy est la partie centrale du complexe éruptif de Szarvaskő entier.

Il y a une différence essentielle entre les deux occurrences, notamment le ruisseau Egerpatak a déjà érodé la plupart de l'enveloppe de schiste du Mont Vasbányahegy. Par contre, la majeure partie de la masse de gabbro-ultrabasite du Újhatárvölgy, surtout au bord du SE, est couverte d'une série puissante de schiste et grès. Elle ne s'est guère affleurée que dans le Újhatárvölgy et dans quelques lits de ruisseau, situés au bord de la montagne.

Les recherches ont même élucidé que l'on pouvait distinguer *deux types de gabbro*, au territoire éruptif, notamment:

1. Les masses éruptives basiques élevées jusqu'à la surface deviennent graduellement, vers les horizons plus profonds, de plus en plus cristallins, en formant une transition des variétés de diabase (diabases spilitique, ophitique, variolitique, granulaire et gabbroïque), au gabbro véritable, de plus en plus grossier.

Cela s'observe bien dans les ouvertures des carrières Tardos, Tóbérc,

Ortás et Binet où les masses éruptives ouvertes prennent un caractère gabbroïdal et deviennent de plus en plus foncées, au fur et à mesure qu'on s'approche de la profondeur.

Cependant, à cause de la rapidité de leur consolidation, celles-ci ne pouvaient pas se différencier, et leurs masses ne sont pas accompagnées par des ségrégations zonées d'ultrabasite, plus riches en minerai. Il est vrai qu'on y trouve une certaine teneur en minerai, mais les grains de celle-ci sont fins et uniformément parsemés. Il n'y avait pas de conditions favorables à l'accumulation du minerai. La plupart de la teneur en métaux lourds fut liée par les silicates colorés.

2. La masse magmatique élevée se consolida directement en gabbro, *si elle faisait intrusion dans un complexe sédimentaire antérieurement remué, voûté par les forces tectoniques, et elle trouvait les conditions physico-chimiques favorables à une cristallisation complète à grains gros et à une différenciation développée.* Tels corps gabbroïdaux détachent bien de leur milieu et leur teneur en minerai se concentra dans leur intérieur.

En connexion avec nos recherches, on a prouvé qu'une seule ou plusieurs masses gabbroïdales cohérentes en profondeur *se sont formées surtout au côté du S de la chaîne. On peut donc supposer qu'on trouve au même endroit les corps d'ultrabasite qui encaissent des schliers de minerai.* Cette supposition a été prouvée par les forages profonds récents. Au terrain situé entre le secteur moyen du Újhatárvölgy et Siroki-lápa, on a pu découvrir les contours d'un territoire étendu d'ultrabasite.

L'épaisseur de la couverture sédimentaire originelle devait être différente au fur et à mesure de la hauteur de l'intrusion du magma gabbroïdal aux diverses parties de la chaîne, ce qui influença décisivement le déroulement du processus de la liquation du magma et la formation de types des roches comsanguines les uns avec les autres.

La forme dans l'espace des plutons plus ou moins étendus est déterminée par plusieurs facteurs. Tels sont, en premier lieu, la composition matérielle, la viscosité, la pression extérieure pendant l'intrusion, la force des facteurs moteurs qui préparent l'espace à occuper par le magma, puis les forces magmatiques intérieures qui modifient ultérieurement la forme de cet espace.

Dans presque toutes les localités ultrabasitiformes du monde, la forme dominante de gisement est lentilliforme ou fusiforme, concordante avec l'enveloppe de sédiment ou de schiste cristallin encaissants. Les complexes métallifères des Alpes, des Pyrénées, de l'Oural, des Appalaches, de la Finlande ou de Bushwald montrent tous des lentilles allongées semblables dont les mesures et les faciès sont différents. Cela prouve que tous les processus affins à la formation des enrichissements ultra-ferromagnésiens se sont déroulés dans des conditions tectoniques identiques du magma. *Dans le passé géologique, il y avait certaines possibilités de longue durée, offertes par la structure de l'écorce où se déroulèrent des processus en gros identiques de l'intrusion et de la différenciation du magma.*

Les mesures des complexes basiques sont également variées. On peut

établir une proportion directe entre la longueur et la largeur. Les chaînes de gabbro et péridotite de quelques km à 15—20 km sont généralement les plus fréquentes. Même les chaînes de 100 km consistent en petites unités enchaînées. On trouve des proportions semblables à celles de la Montagne Bükk, au territoires voisins de la Yougoslavie. On peut constater le même fait dans les autres parties des Balcons, aux territoires de la Grèce et de l'Asie Mineure.

Des données géologiques indiquent que le complexe éruptif de Szarvaskő, long de 8 à 10 km, large de 4 à 5 km, n'est qu'une partie restée à la surface d'une chaîne plus longue qui s'étend surtout vers le SW, mais qui s'affaissaient en gradins et qui fut recouvert.

On peut supposer, que les mesures, les largeurs des schliers d'ultrabasite métallifères changent en proportion des mesures de la masse éruptive. Il faut souligner, d'accord avec les exemples de l'étranger, que les «horizons dits métalliques» ne se développèrent que dans des conditions favorables. *Il y eut besoin d'une coïncidence extrêmement favorable des facteurs qui déterminent la différenciation de magma, pour la formation des gîtes métalliques considérables. Parmi ces facteurs, c'étaient la température plus élevée et la présence des substances volatiles assurant la fluidité du magma qui jouèrent des rôles décisifs.*

V. LE MODE ET LES CONDITIONS DE LA FORMATION DES DIFFÉRENCIATIONS ULTRABASIQUES (SCHLIERS). LE PROCESSUS DE LA DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE

Les ouvertures de bord du corps éruptif de Szarvaskő et les données des forages profonds prouvent bien qu'une partie de la masse magmatique gabbroïdale ascendante sous la forme de diabase très mobile, a, pour ainsi dire, fendu l'enveloppe sédimentaire le long d'un réseau de fentes de NNE—SSW, et elle se solidifia en diverses variétés de diabase qui forment les crêtes actuelles. L'autre partie du magma gabbroïdal pénétra à des secteurs de plusieurs km dans l'ensemble schisteux encaissant, et elle se consolida en profondeur.

C'était dans ces autres aplaties que les conditions de t_p (température et pression) furent favorables à la différenciation magmatique, à la formation des schliers ultrabasiques, plus riches en minéral.

Les espèces de roche de la chaîne basique de Szarvaskő, diabase, gabbro, péridotite, doivent être considérées comme les produits de la différenciation d'une seule masse magmatique, inséparables dans l'espace et dans le temps.

Il est impossible d'établir une hypothèse générale sur la différenciation des magmas basiques, ce qui est prouvé d'ailleurs par de nombreux exemples de l'étranger. La liquation du magma est déterminée par plusieurs facteurs dont le rôle dominant ou subordonné influence directement le

cours de la différenciation, de même que les caractères particuliers locaux et les produits développés de ce processus. Le principe de réaction de BOWEN ne peut pas prévaloir non plus, justement à cause de la multiplicité des facteurs qui y agissent.

C'est le courant actif du magma, provoqué par les mouvements de l'écorce, qui initia la différenciation et la formation des magmas partiels au cours de la mise en place des masses magmatiques.

Dans le cas présent, on peut supposer que le magma originel avait une composition gabbroïdo-péridotitique où, à une température plus élevée, la partie péridotitique, moins considérable, du magma se répartit d'une manière diffuse dans la masse plus grande du magma gabbroïque.

À une température et sous pression plus basses, les deux phases immiscibles du magma se séparent par la voie de liquation. En présence d'eau et de composants volatils, la partie péridotitique, riche en minéral, s'accumulait pendant une période assez longue de ségrégation à l'intérieur de la masse intrusive.

Dans la constitution du complexe magmatique de la Montagne Bükk, se manifestent des lois générales. Les ségrégations riches en *Ti* et *Fe* sont les composants pratiquement les plus importants de la zone magmatique.

On peut résumer le processus de liquation du magma en ce qui suit:

Il est probable que c'étaient des parties de magma différenciées par gravitation, dans le réservoir abyssique, qui faisaient leur intrusion, et notamment dans l'ordre de succession de leur acidité. Les masses à diabase arrivèrent les premières près de la surface, celles-ci furent suivies par les parties gabbroïdales et péridotitiques, à haute basicité.

Cette supposition se fonde même sur les résultats des analyses (28): la teneur moyenne en SiO_2 de 16 diabases est de 48,73%, celle de 8 gabbros 44,22%, celle des schliers ultrabasiques, ségrégés du magma gabbroïdale (7 échantillons), de 30,18%. La moyenne des deux groupes-ci est de 37,20%. La différence entre la teneur en SiO_2 des diabases et celle des gabbros et péridotitites pris ensemble est de 11,53%. Ce fait éclaire même la composition minéralogique: dans la diabase on trouve relativement plus de plagioclase et moins de composants femiques, dans le gabbro et la péridotite il y a plus de silicate coloré et de minéral et moins ou point de feldspath.

Dans les processus de différenciation, un rôle important a été joué par le *schiste argileux*, enveloppant le sac de magma, qui fut réchauffé pendant les éruptions initiales de diabase et par la, conduisit à un refroidissement plus lent et une cristallisation gabbroïdale à grains grossiers, en présence de volatils. *Les métaux lourds restaient mobilisés pendant un temps assez long et ils pouvaient s'accumuler par endroits.*

Il ne faut pas ignorer que les silicates fondus, riches en *Fe* et *Mg* ont des propriétés de cristallisation particulières, différentes de celles des magmas acide ou neutre, notamment: *ils sont disposés à la ségrégation des magmas partiels procédant de l'extérieur vers l'intérieur*, ce qui peut mener, dans le cas d'un magma devenu visqueux, à la formation des cordons.

En ce cas-ci, on peut observer l'alternance des couches minérales foncées, femiques et claires, saliques.

On sait bien que dans un réservoir magmatique abyssique de grande dimension, même la différenciation par gravitation est possible, à température élevée et en état fluide (Bushweld); par contre, dans les outres de magma de petites dimensions, pénétrées dans le complexe schisteux, devenues visqueuses aux bordures, ce n'était qu'une *différenciation de cristallisation* de durée très limitée qui pouvait prévaloir, surtout à l'intérieur de l'outre.

D'après les résultats actuels des forages profonds, la masse de wehrlite ultrabasitique est bornée, de dessus et de dessous, par une enveloppe de gabbro plus pauvre en minerai. La zone de gabbro supérieure a généralement une structure à bancs. Les plans horizontaux des clivages sont parallèles aux schliers à minerai. La formation des bancs épais se produisit encore en état de pâte, sous l'effet des tensions de refroidissement. Cela devint plus tard plus accentué par la formation des croûtes d'ocre jaune le long des lithoclasses.

On peut constater qu'une *stratification magmatique* s'est produite à l'intérieur de l'outre. Les corps de roche de divers types, développés à l'intérieur de l'enveloppe atteignent des épaisseurs différentes et ils forment des transitions les uns aux autres. *L'alternance des zones riches et pauvres en minerai est due à la consolidation progressant de couche en couche, de l'extérieur vers l'intérieur.*

Pareille structure à couches et schliers caractérise le complexe ultrabasique intérieur où la concentration du minerai se présente en plusieurs enveloppes concentriques, ayant une seule accumulation principale centrale. C'est de cette manière que la zone centrale la plus riche en minerai s'est formée dans la masse de wehrlite du Vasbányahegy et dans celle d'ultrabasite de Újhatárvölgy.

La masse magmatique arrivée par l'épanchement sur le complexe schisteux s'est refroidie plus rapidement — à cause de son épaisseur relativement plus petite — que les masses batholithiques ou laccolithiques de grandes dimensions. Puisque la masse est devenue visqueuse plus rapidement, il y manquait le temps nécessaire à une différenciation par gravitation et ainsi il produisit une alternance par couches des parties plus ou moins riches en minerai, en fonction de la température qui diminuait de l'extérieur vers l'intérieur.

A l'effet des constituants volatils concentrés à l'intérieur de l'outre magmatique, les métaux restaient longtemps en état mobilisé, et la partie considérable de la teneur en *Ti-V-Fe* s'est accumulée, dans la phase finale de la solidification, dans le centre.

Voici les étapes principales du processus de la différenciation dans les outres magmatiques:

1. L'énergie calorifique du magma pénétré dans les schistes coule vers le haut et elle s'accumule au-dessous du schiste formant la couche de couverture dans la partie supérieure de la masse magmatique gabbroïdale.

2. A l'opposé de l'ordre de succession habituel, la cristallisation du magma commence, inversement, par les plagioclases basiques, ce qui est suivi — avec un certain entrelacement tardif — par la ségrégation des minéraux femiques. Ce processus de la consolidation est bien connu dans le cas des magmas provenant de la zone de sima et il est bien prouvé par la texture de la roche développée.

C'est la partie inférieure, refroidie le plus vite, du magma qui se solidifie la première en gabbro normal, vitreux selon les données des résultats des forages profonds. C'est à celui-ci que se joint l'enveloppe de gabbro, concentriquement développée. La partie plus riche en eau, volatils et métaux du magma dont la température reste plus élevée, est refoulée graduellement dans les parties plus hautes de l'espace. Le long des surfaces limites supérieures, relativement plus chaudes, la solidification progresse tardivement. Par conséquent l'enveloppe gabbroïdale supérieure («l'épigabbro») est toujours plus mince que celle inférieure.

3. C'est la partie centrale du magma, riche en volatils et minerais, ultrabasitique, entourée par l'enveloppe gabbroïdale, qui se solidifie dernièrement. C'est à cette phase du développement du magma que le minerai oxydique prend place dans les vides entre les silicates déjà ségrévés. La plupart des minéraux à minerai sont xénomorphes, remplissant les interstices (v. pl. I., fig. 1, 2, 3; pl. II., fig. 1, 2; pl. III. fig. 4; pl. V., fig. 1.).

Les parties magmatiques plus rapidement solidifiées, riches en feldspath, consolidées en gabbro, se forment aux bordures du corps intrusif. Les parties péridotitiques, de grande température, riches en volatiles se sont accumulées dans le noyau de l'outre magmatique. Cela se voit bien sur la coupe des forages profonds de Újhatárvölgy.

D'après ce déroulement de la liquation, on peut établir que *le produit principal de la cristallisation* de la masse magmatique, c'est le gabbro. La plupart des minerais de *Ti* et *Fe* se sont consolidés en péridotite à minerai ou, en cas d'un refroidissement plus rapide, en roche ultrabasique, dans les phases pneumatolytique et hydrothermale de la cristallisation.

Le noyau métallique accumulé au milieu ne peut pas s'affaisser au fond de l'outre, parce que celui-ci s'est déjà consolidé antérieurement et la viscosité de l'enveloppe y résiste aussi. Une différenciation par gravitation est donc impossible en pareilles petites outres.

On peut supposer à juste titre que l'ordre habituel de la ségrégation se soit changé à l'effet des minéralisateurs abondants restés dans l'outre sans pouvoir en sortir.

La liquation magmatique est un processus très compliqué où les conditions fondamentales changent pour ainsi dire par chaque cas. D'après les observations faites sur la liquation, le processus de la solidification des magmas gabbroïdaux et péridotitiques, insolubles les uns dans les autres a un cours exceptionnel différent des régularités des magmas acides et neutres.

4. Avant la solidification de la dernière partie magmatique riche en minerai, en présence d'eau abondante et dans les conditions d'état pneuma-

tolytique, c'est la ségrégation rapide de l'amphibole qui commence, de sorte que la lentille intérieure de péridotite de minerai est entourée par une zone plus ou moins large de hornblendite.

C'est à l'intérieur de celle-ci que se forment, de la partie magmatique de température élevée, de plus en plus pauvre en eau, les tilaites monominérales, et enfin le noyau le plus basique, la péridotite à minerai.

Au cours du procès, se forment donc des enveloppes concentriques, dont l'ordre de succession reflète le changement graduel des facteurs qui déterminent l'état du magma solidifiant.

En cas d'une liquation magmatique de rythmes longs, il se peut produire une différenciation successive, en forme de gâteaux, des divers minerais sulfidiques et oxydiques (Bushweld). Dans le cas des autres magmatiques de petite masse se solidifiant beaucoup plus rapidement avec des rythmes courts, il manque le temps nécessaire à la différenciation par gravitation.

Des concentrations métalliques à schliers ne se présentent que dans les sacs magmatiques de masse relativement plus petite, détachés de la masse principale. L'alternance fréquente et l'entrelacement capricieux des schliers de divers composition minéralogique, ouverts dans la galerie «Denevértáró», illustrent bien ces conditions. Une accumulation métallique de grandes dimensions n'est probable que dans une unité de magma dont le refroidissement exige la durée des époques géologiques.

Dans le Denevértáró, dans le Újhatárvölgy (Forage No. II.), les minerais se sont accumulés en plusieurs horizons. Ces enveloppes à minerai sont concordantes avec la stratification générale du magma, c'est-à-dire avec la surface de l'outre magmatique.

5. Dans le cas d'un ordre de succession normal de la différenciation, la théorie du potentiel de combinaison de SZÁDECZKY (27) — selon laquelle la cristallisation se déroule dans l'ordre de la diminution du potentiel chimique — se fait prévaloir.

Sur la base des minéraux à minerai des silicates colorés importants, le potentiel chimique des ultrabasites de Szarvaskő fait 2,29, celui des ultrabasites à plagioclase faisant 2,1, ce qui correspond aux valeurs moyennes des potentiels des magmatites ultrabasiques.

L'inversion de l'ordre de la différenciation est due à l'abondance des composants volatils.

Au début, les gaz et les vapeurs ne se séparent pas des masses magmatiques closes sous une grande pression, mais ils infiltrent intimement le magma, en état dissocié. Les vapeurs elles mêmes conduisent les quantités caloriques et par conséquent elles tendent vers le haut. Elles s'accumulent dans les niveaux supérieurs de l'outre, en assurant l'état liquide du magma pendant longtemps, ils diminuent sa viscosité et entretemps ils facilitent la concentration du minerai par endroits.

Les volatils augmentent la solubilité des métaux lourds, ils transportent une partie de la teneur en métaux du magma vers le haut et rendent possible l'accumulation de minerai dans les trappes.

6. Quant à la cristallisation du magma, il faut faire une distinction entre les processus de consolidation des parties riche en gaz, pauvre en gaz ou libre de gaz respectivement.

a) Dans les magmas partiels qui ont perdu leur teneur en gaz, c'est la succession habituelle de ségrégation qui se fait prévaloir. Au cours de la diminution de la température, accompagnée par la liquation les sulfides des métaux lourds se séparent pour la plupart en gouttes de la matière fondue. Mais à cause de l'augmentation de la viscosité du magma, l'accumulation par gravitation du minerai n'est plus possible, le plus qui puisse arriver c'est la formation des raies et des cordons plus riches en minerai, ce qui s'observe bien sur l'image texturale. En ce cas-là, le minerai se répartit d'une manière égale.

b) Au contraire, dans les magmas partiels riches en volatils, l'ordre de la ségrégation devient inverse. A cause du manque de SiO_2 et du superflu de Al_2O_3 , ce sont les tétraèdres de AlO_4 à plus grand potentiel d'ion qui entrent les premiers dans les molécules minérales en train de cristallisation. C'est la ségrégation des plagioclases basiques qui commence, ceux-ci sont suivis par les métasilicates et orthosilicates à de longs intervalles, tandis que le minerai, d'après le témoignage des images texturales, s'entasse dans les interstices entre les phases solides déjà ségrégées (v. pl. I., fig. 3; pl. II., fig. 1, 3; pl. III., fig. 3, 4; pl. IV., fig. 3.). Les minéraux à minerai (surtout l'ilménite) sont xénomorphes. Cet ordre de la différenciation s'observe le mieux dans les ultrabasites de Újhatárvölgy.

On en peut tirer comme conclusion finale que la liquation du magma dans les magmas basiques et ultrabasiques ne suit par les règles généralement connues, mais des lois spécifiques se font prévaloir dans chaque magma partiel.

On peut caractériser la coupe transversale d'une outre gabbroïdale péridotitique, intacte de l'érosion, en ce qui suit (v. fig. 5.):

L'enveloppe sédimentaire encaissante se place à l'extérieur. Vers l'intérieur, c'est la *zone de contact thermique*, relativement mince, qui suit, puis l'enveloppe de gabbro dont l'épaisseur est toujours proportionnelle à la masse magmatique originelle. Au-dessous de cette enveloppe, on trouve le complexe ultrabasitique, différencié par la liquation du magma, avec les variétés des roches dominantes et accessoires. A l'extérieur de celui-ci, on trouve l'enveloppe de hornblendite de bordure à teneur plus ou moins élevée en biotite. C'est au-dessous de celle-là, que se présentent les *tilaites* monominérales qui passent graduellement à la *péridotite à minerai*.

Cette série se repète, en ordre inverse, vers le bas. La disposition concentrique, régulière, peut être troublée par plusieurs facteurs, notamment: la continuité peut s'interrompre ou quelques membres peuvent manquer.

On pourrait citer beaucoup d'exemples de l'étranger pour prouver cette constatation. P. e. selon VÄYRINEN (6), la série ultrabasique de la Finlande du N (Petsamo), de l'extérieur vers l'intérieure est la suivante: diorite gabbroïdale → gabbro → gabbro pyroxénique → pyroxénite → péridotite. Ce

placement zoné de la masse éruptive est concordant avec le schiste encaissant.

Dans l'Oural Oriental (Krasno Ouralka) on trouve le corps éruptif dans le schiste dévonien et l'ordre de succession, de haut en bas, est le suivant: gabbro → pyroxénite → dunite à amas de minerai contenant Pt.

Le manque des hornblendites prouve — dans tous les deux cas — la pauvreté en *OH* du magma basique.

Dans les Apalaches, la zone mince d'ultrabasite est parallèle à la direction générale de la montagne, tout comme dans la montagne Bükk, et la péridotite de l'horizon profond est couvert par le gabbro, puis par la diabase (6).

On peut établir que la développement monominéral des pyroxénites est en fonction des conditions changeantes de *tp* et surtout de *t*. En tout cas, la présence de l'enveloppe à tilaite fait entrevoir l'existence d'un gîte métallique prochain. Les enveloppes rocheuses magmatiques dont on vient de parler, sont toujours proportionnelles à la masse entière du corps éruptif. Les changements de ces proportions sont toujours dus à la composition différente du magma.

La situation définitive, la formation dans l'espace, les formes variées des schliers ont été influencées même par le mouvement du magma et par la pression pendant la solidification en état de pâte.

On peut observer des transitions graduelles entre ces types de roche-là. Il est impossible de les séparer nettement dans l'espace. Les membres de l'enchaînement de roches n'ont donc qu'une importance théorique. Cependant, il est essentiel de reconnaître que, contrairement à la conception antérieure, la concentration des minerais ne se produit pas toujours à la bordure, mais aussi à l'intérieur de la masse magmatique qui se refroidissait plus lentement que la bordure. Il est probable que ce phénomène soit dû à la composition particulière du magma pauvre en SiO_2 , riche en Na_2O et Al_2O_3 , de même qu'aux volatils présents qui mobilisent et transportent les minerais et les autres matériaux en assurant les conditions de leur migration.

L'ordre inverse (agpaïtique) de la différenciation des ultrabasites riches en alcalis de l'Oural, établi par FERSMAN (27. a), peut être reconnu même dans certaines parties isolées du corps éruptif de la Montagne Bükk, naturellement dans les zones finalement consolidées du magma, caractérisées par l'abondance et la mobilité des agents cristallisateurs.

VI. PROSPECTIONS DE DÉTAIL AU TERRAIN PLUTONIQUE DE GABBRO ET PÉRIDOTITE DE SZARVASKÓ

a) Prospection au Mont Vasbányahegy, en 1936 et 1937

En 1936 et 1937, le Ministère de l'Industrie avait l'intention de déterminer l'étendue et la puissance de la masse wehrilitique, par le moyen de puits superficiels et de forages de recherche au territoire situé dans les environs de la galerie Denevértáró du Mont Vasbányahegy.

On a pu constater que les dimensions de l'outré de péridotite de minerais ne sont pas grandes, par conséquent les forages établis à des distances de 50, 100 et 150 m ont traversé de diverses parties du corps métallique. Certains forages (Nos. 3. et 6.) ont déjà traversé des roches situées à l'extérieur du schlier de péridotite.

b) Constitution pétrographique du Vasbányahegy

Le versant de l'E du Vasbányahegy se bâtit, au-dessous de la galerie Denevértáró, du gabbro, gisant sur le schiste argileux. Ce gabbro est pour la plupart diallage-amphibolique, très altéré à la surface et le long des plans de clivage. L'hydroxyde de fer, produit par la décomposition des minerais et des minéraux colorés colorent la roche et le sol en brun rougeâtre. Ce gabbro friable, riche en feldspath passe à la gabbro peridotitique, de plus en plus foncée.

c) Coupe pétrographique du fossé Majorárok

Sur l'affleurement du fossé Majorárok qui sépare les monts Vasbányahegy et Majortető, on peut observer la coupe pétrographique complète du mont examiné (v. fig. No. 10.).

D'après les conditions de gisement des roches, on peut établir que la masse magmatique gabbroïdale, culminant en diabase, du Majortető pénétra vers le Vasbányahegy entre le schiste argileux et le grès, et elle a subi, là, une fission du magma pendant un lent refroidissement.

La formation zonée de l'outré magmatique de quelque 150 m de largeur se compose, de l'extérieur vers l'intérieur, d'une enveloppe de gabbro et hornblendite, puis, pour se finir à travers les types de tilaïte, par des schliers de péridotite de minerais, situés dans l'axe de l'outré. A l'aile de l'W, les variétés plus acides de la diorite reflètent l'effet du grès y incorporé. Des filons blancs et un réseau caractéristique se sont développés, ici aussi, aux bordures du corps éruptif.

La coupe lithologique du Majorárok (fig. No. 12.) et les résultats du levé géomagnétique du territoire prouvent que le complexe ultrabasitique du Vasbányahegy continue même au-delà du Majorárok, et il fut probablement coupé par le lit du ruisseau rétréci dans son tiers supérieur. Cette connexion est même prouvée par la zone ultrabasitique située le long du Majorárok, dans l'axe longitudinale.

d) Coupe pétrographique de la vallée Újhatárvölgy

Le Újhatárvölgy est une vallée érodée, longue de 3 km, au côté du SE du corps éruptif basique de Szarvaskő. Elle fut érodée, presque dans tout sa longueur, dans le gabbro et dans le schiste triasique moyen du toit de celui-là. L'ultrabasite se présente dans le secteur moyen de la vallée.

D'après la coupe du Újhatárvölgy, il y a une immense masse centrale gabbroïque où une variation des roches ultrabasitiques — parsemées à

plusieurs endroits, mais devenant plus considérable et cohérente dans le secteur moyen de la vallée — prouve la liquation étendue du magma.

Vu l'état insuffisant des prospections, il est actuellement impossible d'éclaircir les questions de savoir si :

a) c'étaient une ou plusieurs autres magmatiques qui se formèrent dans le complexe sédimentaire encaissant, c'est-à-dire s'il s'agit d'un seul schlier homogène ou d'une répétition de plusieurs schliers lutrasitiques.

b) de quel côté s'étend la masse ultrabasitique reconue dans le forage No. II., quelles sont sa direction et son inclinaison?

c) Peut-on supposer la présence d'un faciès à périclase de minerai au côté de l'E de la vallée, d'après la présence des ultrabasites identiques aux roches du Vasbányahegy?

Le long de la vallée Újhatárvölgy, on observe le même phénomène qu'au Vasbányahegy, notamment à la bordure de la masse magmatique en contact avec le grès, se sont formées des bandes et des filons de diorite et de diorite quartzreuse, puis des roches de contact à grenat, biotite, tourmaline.

Les bancs de grès dur résistent mieux à l'intrusion du magma que le schiste argileux, traversé par celui-là le long des crêtes. Cette intrusion de niveau plus élevé est représentée par la chaîne cohérente de 8 à 10 km de Keselyűbérc—Tardos—Kerekhegy. Les masses puissantes de calcaire rigide représentèrent également une résistance encore plus grande à l'intrusion du magma.

VII. RÉSULTATS DES MESURAGES GÉOMAGNÉTIQUES ET DES FORAGES DE RECHERCHE DE L'INSTITUT GÉOPHYSIQUE ROLAND EÖTVÖS, DANS LES ANNÉES 1953 À 1955 (9)

Pendant les années 1953 à 1955, un groupe dirigé par I. KOMÁROMI a fait des mesurages géomagnétiques par le moyen d'un magnétomètre Askania, type SCHMIDT, pour déterminer les anomalies de l'intensité verticale et horizontale.

En 1953, on a exécuté des mesurages sur un territoire de 30 km², en 1954 sur 16 m². Aux endroits des grandes anomalies, on a fait des mesurages de détail aussi, contrôlés par des forages de recherche. (v. fig. No. 13.)

Au cours des mesurages exécutés au territoire désigné en 1953, on a obtenu des valeurs significatives d'anomalie à cinq endroits. Les territoires du Vasbányahegy et du Újhatárvölgy figurent parmi ces endroits.

Les maxima d'anomalie se groupent autour de 4 centres.

Les mesurages géomagnétiques complémentaires de 1954 montrent des anomalies significatives à trois endroits.

La section électrique de l'Institut Géophysique a même déterminé la susceptibilité magnétique des roches, dont les résultats sont les suivants :

	<i>Roche</i>	<i>Susceptibilité</i>
1.	Diabase fraîche, granulaire (carrière No. 2.)	0,000056 CGS
2.	Diabase altérée, granulaire (carrière No. 2.)	0,000049 CGS
3.	Diabase à spillite (fraîche) (carrière No. 2.)	0,000049 CGS
4.	Diabase à spillite (altérée) (carrière No. 2.)	0,000030 CGS
5.	Pegmatite gabbroïque (Tóbercbánya)	0,000046 CGS
6.	Ultrabasite (Siroki-lápa)	0,000080 CGS
7.	Ultrabasite (Major-lápa)	0,000368 CGS
8.	Ultrabasite (Újhatárvölgy, endroit d'explosion)	0,000096 CGS
9.	Wehrlite (Vasbányahegy)	0,000645 CGS
10.	Grès (Ortáshegy)	0,000022 CGS
11.	Schiste argileux (Várhegy)	0,000017 CGS
12.	Contact de diabase et grès (Tóberce)	0,000076 CGS

L'examen de susceptibilité par horizons des roches ultrabaisitiques des forages de recherche Majortető No. I. et Újhatárvölgy No. II. donna pour résultat les valeur limites suivantes :

	<i>Profondeur</i>	<i>Susceptibilité</i>		<i>Endroit</i>
1.	surface	0,002593 CGS	0,009795 CGS	forage No. I.
2.	16,10—16,90	0,000660 CGS	0,002243 CGS	forage No. II.
3.	16,90—17,49	0,000594 CGS	0,002042 CGS	forage No. II.
4.	18,00—19,00	0,000407 CGS	0,001694 CGS	forage No. II.
5.	19,00—20,40	0,000871 CGS	0,004425 CGS	forage No. II.
6.	23,25—26,34	0,000426 CGS	0,000355 CGS	forage No. II.
7.	26,34—28,19	0,000375 CGS	0,001408 CGS	forage No. II.
8.	28,19—30,74	0,000417 CGS	0,000840 CGS	forage No. II.
9.	39,00—40,05	0,000581 CGS	0,002516 CGS	forage No. II.

Dans les environs du forage de contrôle No. I., on n'observé de roches semblables à la wehrlite qu'à la surface. La haute valeur qui avait motivé l'établissement du forage, a été due à celle-là.

Dans le forage de contrôle No. II., on a obtenu des valeurs variables. Le plus grand maximum se présenta entre 19 et 20 m, notamment 0,004425. Ce mesurage nous a donné des valeurs importantes entre 16,10 à 16,90 et 39,00 à 40,05 m respectivement (2243 35 4425).

Le forage de contrôle No. III. a traversé de 4,50 à 123,5 m le gabbro à schliers d'ultrabasite. Entre 70,20 et 99,30 m, la roche fut broyée par les mouvements tectoniques. Le forage s'arrêta à 138,2 m, dans le schiste argileux gris.

Le forage de contrôle No. IV. a traversé, de 1,35 à 98,54 m, un gabbro contenant plus ou moins de schliers métalliques, dont le mur consiste en schiste argileux gris et grès gris foncé.

La moyenne des valeurs importantes des huit mesurages et 1940,3. Cette valeur de quelque 2000 prouve la teneur caractéristique en oxyde de minerai du complexe ultrabasique ouvert dans le forage.

Au Vasbányahegy et dans le Újhatárvölgy, selon les données de I. KOMÁROMI, des hautes valeurs d'anomalies s'indiquent à plusieurs endroits. Du point de vue de la prospection des gîtes métalliques ce sont donc ces deux localités qui sont importantes.

Il est intéressant que le gabbro (type I.) — qui est en contact par une transition graduelle avec la diabase, à l'intérieur d'une masse éruptive considérable — n'a qu'un très faible effet magnétique. Les valeurs d'anomalie magnétique du gabbro et de l'ultrabasite consolidés dans l'enveloppe sédimentaire (type II.), sont plus grandes.

VIII. LA CONSTITUTION DE LA CHAÎNE ÉRUPTIVE

SZENTPÉTERY (28) a traité la pétrographie des roches de la chaîne éruptive de Szarvaskő dans une étude détaillée. Cette fois-ci, nous n'abordons pas la description pétrographique détaillée relative.

Bien que la diabase puisse se présenter comme le produit d'une éruption indépendante, sans être accompagnée de gabbro ou de peridotite, les diverses variétés de diabase de la Montagne Bükk suivent les corps gabbroïdaux, et elles sont contiguës à ceux-ci à beaucoup d'endroits. Les deux produits de l'éruption sont en rapport étroit dans l'espace et dans le temps.

D'après les expériences, la stratification magmatique, la formation zonée, la différenciation particulière cristalline et la concentration métallique en connexion avec celles-ci ne se sont développées qu'en cas de corps magmatiques de plusieurs centaines de m² ou même de km².

Le long de la chaîne centrale, on observe des diabases spilitiques, ophitiques, variolitiques, granulaires, conformément aux conditions de la formation.

C'est toujours la diabase montée le plus haut qui est la plus riche en verre. La structure cristalline devient dominante vers le bas, et à 40 à 50 m de profondeur la roche prend un caractère de diabase gabbroïdal, puis de gabbro.

Les deux minéraux dominants des variétés de diabase sont le plagioclase à andésine et l'augite maclée, parfois à structure de sablier. Le minerai se présente en grains menus, parsemés. De l'ilménite lamellaire et des cristaux de magnétite d'un mm sont à trouver dans les diabases granulaires.

L'élément essentiel du gabbro c'est le *plagioclase* à labrador-anorthite. La cristallisation de celui-là durait longtemps, car par rapport à une partie des pyroxènes (diallage) il est idiomorphe, par rapport à l'autre partie (augite, hypersthène) il est xénomorphe. Dans l'amphibole brune, il forme toujours des lamelles idiomorphes. Il est accompagnée des produits d'altération idiomorphes. Il est accompagnée des produits d'altération (calcaire, prehnite, saussurite).

Parmi les silicates colorés, c'est la *diallage* qui est dominante dans le gabbro normal. Elle s'enchevêtre parfois perthitiquement avec l'amphibole et, par rapport à celle-ci, elle est en général idiomorphe. Les produits de son altération sont: ouralite, chlorite et titanite.

La quantité de l'augite ordinaire suit celle de la diallage (Ng : e = 34—45°). Dans le gabbro plus riche en minéral, l'*augite titanée* brun violacé se présente plus fréquemment.

Parmi les pyroxènes rhomboïdaux, on y trouve l'*hypersthène* et, parfois, la *bronzite*. Les produits de l'altération de ceux-ci sont, d'ordinaire, la chlorite et la bastite.

L'*amphibole brune* est un élément caractéristique qui entoure quelquefois avec les lamelles de plusieurs cm les cristaux de tous les autres minéraux, par conséquent c'était celle-là qui s'est cristallisée la dernière.

Certains pyroxènes (augite, diopside) s'altèrent parfois aux lisérés en amphibole de couleur vert vif (ng \angle e = 13—19°).

La *biotite* ne se présente que rarement.

Voici les minéraux des gabbros, dans l'ordre de leur quantité: ilménite, magnétite, titanomagnétite, puis pyrite et rarement pyrrhotine, chalcopyrite.

Les *tilaïtes* monominérales forment la transition entre les gabbros et les ultrabasites. Dans trois types principaux, ce sont l'olivine, le pyroxène et l'amphibole respectivement qui deviennent dominants. Leurs occurrences pures se limitent à des bandes étroites. On peut observer des transitions graduelles entre ces types.

On comprend par le nom *ultrabasites* tous les types des roches foncées dont les constituants sont les silicates colorés et le minéral. Les plagioclases y jouent un rôle subordonné.

Roches filoniennes. Le corps éruptif gabbroïdal de Szarvaskő est accompagné de nombreux filons blancs. Ceux-ci sont en partie des filons véritables. Ils sont composés des éléments de couleur claire (feldspath, calcite, rarement quartz), peu de minéral, et silicates colorés, et ils sont répandus et dans les gabbros et dans les ultrabasites. L'autre partie n'est qu'une séparation à schlier, produite de la différenciation magmatique.

Leurs silicates colorés et minéraux sont les mêmes que ceux que nous avons connu dans les roches décrites plus haut. Il n'y a de différence essentielle que dans les feldspaths qui représentent des compositions variées, de l'albite à l'anorthite. Le quartz se présente rarement, surtout aux bordures qui sont en contact avec le grès.

Jusqu'à présent, on n'a pas trouvé de filons lamprophyriques véritables. Des ségrégations magmatiques de couleur foncée, formées des schliers se présentent fréquemment dans le corps gabbroïdal.

Les corps gabbroïdaux démembrés dans la Montagne Bükk sont accompagnés de roches de contact.

L'effet de contact n'est pas considérable, il ne se fait sentir que dans une bordure mince, dans des conditions correspondant à l'épizone. Dans

le cas du schiste argileux, la métamorphose de contact, de plus en plus faible vers l'extérieur, fait quelques m (Tóberc), mais pour la plupart elle ne s'étend qu'à quelque 10 à 20 cm conformément à l'effet du contact. Le schiste se durcit. Puis il se dessèche et s'éparpille. A la surface, le voisinage du corps éruptif est indiqué par le détritit schisteux sonnante, à cassure anguleuse. La silicification et les veines blanches de quartzite sont aussi fréquentes.

Dans les zones de contact du grès, ce sont le grillage, la coloration rouge rouille à oxyde de fer, la formation de jaspe rouge (Vasbányahegy, Tóberc-tető) qui indiquent les altérations d'une caractéristique.

Les sédiments encaissants du corps gabbroïdal de Szarvaskő (schiste argileux, grès) ont été soumis à la DTA par Mmes M. FÖLDVÁRI—VOGL et V. KOBLENCZ, dont les résultats se voient au tableau suivant:

Résultats des DTA des roches encaissantes

Analysés par Mme V. KOBLENCZ

	<i>Roche</i>	<i>Localité</i>	<i>Résultat de la DTA</i>
1.	Schiste argileux noir	Földszakadásárok	sidérite
2.	Schiste gris verdâtre	Földszakadásárok	kaolinite
3.	Schiste lamellaire	Ortáshegy	sidérite
4.	Schiste de contact	Kishegy (352,9 m)	pyrite, minéral argileux
5.	Schiste de contact	Ortáshegy SW	sidérite
6.	Schiste gris foncé	Hagymásvölgy	sidérite
7.	Schiste gris bleuâtre	Forage profond No. IV.	trace de minéral argileux
8.	Schiste lamellaire	Ortáshegy NE	sidérite
9.	Schiste argileux noir	Kispallag	calcite, trace de minéral argileux
10.	Schiste gris soyeux	Kövesbérc NW	calcite, trace de minéral argileux
11.	Schiste siliceux	Bátor, Tyúkfészek	sidérite
12.	Grès gris	Plint de base (Vaskapu)	sidérite

IX. DONNÉES RÉCENTES SUR LA COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES

On trouve dans la littérature des nombreuses analyses des péridotites de minerai du Vasbányahegy (24, 25, 28, 30), des roches titanomagnétiques des environs de Vaskapu (28) et des divers types de roche de la chaîne (28).

Pendant les années 1953 à 1955, on a fait quantité de nouvelles analyses chimiques, surtout des ultrabasites du territoire. L'Institut de Recherche de Sidérurgie et l'Entreprise d'Alliage Métallique n'ont exécuté que des analy-

ses partielles, se bornant surtout au décèlement des *Ti*, *Fe*, *V*. En 1946, on a fait des analyses de wehrlite dans le laboratoire des Forges de Rimamurány-Salgótarján S. A.

Les analyses récentes de l'Entreprise d'Alliage Métallique ont confirmé les données antérieures.

La meilleure ouverture des ultrabasites se trouve dans la galerie Denevértáró, actuellement longue de 45 m. C'était F. PAPP (18) qui a examiné le premier les minerais de la galerie. Par la vue synoptique graphique des déterminations quantitatives des minerais des divers schliers ultrabasitiques, on obtient une image intéressante (v. fig. No. 15.) sur la répartition de l'ilménite et magnétite dans le complexe ultrabasitique.

La viscosité du magma qui est en train d'être solidifié a entravé le développement libre de l'équilibre chimique, par conséquent on peut observer que la composition chimique et minérale et par la suite les faciès lithologiques changent à petites distances capricieusement.

Nous avons l'intention de représenter ces faits-là par le tableau composé dans l'ordre de la diminution de l'acidité où abstraction faite des roches de liquation (filoniennes) et d'assimilation, nous avons fait figurer l'alternance de la répartition de la teneur en TiO_2 des types normaux de gabbro diabasique et d'ultrabasite.

C'était Mme M. FÖLDVÁRI—VOGL qui publia les premières données sur la répartition de la teneur en *V*, dans un traité paru en 1950 (5). Toutes les ultrabasites de la galerie Denevértáró contiennent plus ou moins de vanadium. Les résultats des examens des échantillons de roche d'un secteur de 23 km de la galerie sont représentés sur un diagramme.

Les déterminations spectrographiques de vanadium, contrôlées même par la voie colorimétrique, reflètent une oscillation considérable des valeurs de la teneur en *V*. La plus haute valeur a été obtenue vers 18 à 20 m et dans la taille latérale de gauche. En moyenne de toute les données, la teneur en *V* fait 0,14%, ce qui correspond à la moyenne calculée par les divers auteurs.

Les ultrabasites du forage profond No. II. furent analysées également par Mme FÖLDVÁRI—VOGL et, en ce qui concerne la teneur en *V*, elle a obtenu les mêmes valeurs que celles de Denevértáró. En moyenne la teneur en V_2O_5 fait 0,24%, en *V* 0,15%. Les diagrammes indiquent que la teneur en *V* se répartit d'une manière égale dans toute l'étendue verticale de la masse ultrabasitique. Une diminution insignifiante de cette valeur est observable entre 15 et 17 m (v. fig. No. 17.).

En comparant les données, il est clair que les plus grandes concentrations du *V* se trouvent dans la wehrlite riche en minerai, mais même dans la galerie Denevértáró celle-ci ne se présente qu'en bandes qui ne dépassent pas un m.

Mme M. FÖLDVÁRI—VOGL (5) a analysé même sur les éléments sporadiques les ultrabasites de Szarvaskő et elle a obtenu les résultats suivants:

Marque de roche	Espèce de roche	Endroit	Ni	Co	Cr	V	Ti
B ₁	Ultrabasite	Újhatárvölgy, endroit d'explosion No. I.	—	—	—	U	+
B ₃	Ultrabasite	Újhatárvölgy, endroit d'explosion No. III.	U	—	—	O	+
A ₂	Ultrabasite	Siroki-lápa lit	U	—	—	O	+
25	Gabbro basique	Carrière Tóbérc, E	—	—	—	+	+
76	Péridotite de minerai	Vasbányahegy, galerie	U	—	U	O	+
46/6	Ultrabasite	Füveslápa, endroit d'explosion No. II.	—	—	O	O	+
B ₄	Ultrabasite	Füveslápa, endroit d'explosion No. IV.	U	—	U	O	+
A ₁	Péridotite	Siroki-lápa, lit	U	—	U	O	+
55	Péridotite gabbroïdal	Pied de l'W de határtető	O	U	O	+	+
19	Ultrabasite	Cseresznyefalápa	U	—	U	O	+
57	Péridotite gabbroïdal	Pied du SW de Magasverő	—	—	U	O	+
68/d	Péridotite de minerai	Majorárok, 245 m	O	U	O	O	+
Gabbro	diallagique No. II.	Újhatárvölgy, Forage No. II., 16 m	—	—	O	U	+
Gabbro	diallagique No. III.	Újhatárvölgy, Forage No. II., 44 m	O	—	O	O	+

Légende: + = ligne spectrale forte; 0 = traces; U = traces faibles; — = pas de ligne spectrale.

Voici les résultats de l'analyse qualitative et en partie quantitative (la teneur en V₂O₅ —, V) des éléments sporadiques du forage Újhatárvölgy No. II.:

	Profondeur m	V ₂ O ₅ %	V %	Ni	Co	Cr	T	Endroit du forage
1.	8,60	0,30	0,17	+	O	U	+	Forage profond Újhatárvölgy No. II.
2.	15,39—16,90	0,17	0,09	+	O	U	+	«
3.	19,60	0,26	0,14	+	O	U	+	«
4.	20,46	0,27	0,15	+	O	U	+	«
5.	23,25	0,28	0,15	+	O	U	+	«
6.	26,34	0,28	0,15	+	O	U	+	«
7.	27,10	0,25	0,14	+	O	U	+	«
8.	27,49	0,30	0,17	+	O	U	+	«
9.	36,38	0,30	0,17	+	O	U	+	«
10.	36,90	0,25	0,14	+	O	U	+	«
11.	42,20	0,24	0,13	+	O	U	+	«
12.	43,06—44,07	0,30	0,17	+	O	U	+	«

La légende est indentique à celle du tableau précédent.

La teneur en éléments sporadiques des échantillons des roches sédimentaires qui encaissent l'ensemble éruptif provenant des localités lointaines fut analysée par la voie spectroscopique, par Mme M. FÖLDVÁRI—VOGL.

X. TECTONIQUE

La mise en place du magma péridotitique représente une manifestation des forces qui agissent dans l'écorce terrestre. Elles se présentent dans le monde entier le long des synclinaux et en connexion de l'ascension du magma basique de grande profondeur.

Le magma gabbroïdal a, pour ainsi dire, soucé les parties du complexe sédimentaire, remaniées et morcelées au cours de l'orogénèse.

L'intrusion se produisit le long des plans obliques et le magma basique pénétrait entre les bancs raides des couches. Une partie considérable du magma n'a pas atteint la surface, et se solidifia dans l'enveloppe sédimentaire.

Le complexe de gabbro diabasique, couvert originellement d'une enveloppe épaisse de schiste, mais dénudé ultérieurement, représente les prolongements abyssiques, pas très grands, du magmatisme initial, qui faisaient intrusion dans les parties plus hautes de l'écorce. La plupart de la masse plutonique supposée s'est arrêtée à une profondeur où la compensation magmatotectonique des tensions structurales et des déséquilibres de l'écorce était possible.

Toute la chaîne gabbroïque de la Montagne Bükk (de Sirók—Darnó), démembrée ultérieurement, est le produit d'une seule intrusion à une phase. Il est bien probable qu'elle ne soit pas la seule chaîne de magmatite basique dans le Bassin Carpathique. Mais nous la connaissons le mieux parce que le tectonisme ultérieur l'a bien soulevée de son entourage originel (Sirók, Darnó). La diabase représente la zone de bordure du magmatisme basique, les masses de gabbro-péridotite représentant la partie centrale.

La masse gabbroïdale de la Montagne Bükk se situa le long d'une ligne tectonique où les masses paléozoïques entraient en contact avec la zone orogénique plus jeune. La matière de la zone sima devait monter dans les horizons élevés ou à la surface lors des mouvements bien pénétrants des blocs du sial.

Les complexes paléozoïques-mésozoïques, de même que les masses éruptives basiques qui pénétraient entre ceux-là, subirent ensemble l'effet de la phase orogénique *kimmérienne*. Ce fait est indiqué par la présence des porphyres quartzeux et porphyroïdes pressés, connus à l'aile de l'E de la Montagne Bükk.

Un nouveau remaniement considérable de la montagne fut provoqué par la phase *autrichienne*. Celle-ci a produit une structure empilée, écaillée, signalée déjà par SCHRÉTER, ce qui laissa des traces profondes dans l'allure et la division structurale des formations de la chaîne.

Le réarrangement structural le plus fort est observable au côté du S de la chaîne où l'inclinaison raide de NNW du schiste (42—73°) fait sentir la déformation pénétrante. Même le corps éruptif a subi des déformations à broyage, laminage aux bordures, effritement. Cela est prouvé par les données des forages profonds (Nos. III. et IV.). Mais il ne s'est produit aucun

changement considérable en ce qui concerne la connexion étroite entre le corps éruptif et les schistes encaissants.

Le territoire de la chaîne était longtemps continental, après le développement de la structure empilée, écaillée. C'est seulement au S de Szarvaskő et le long de la vallée de Berna que des sédiments miocènes, tectoniquement intercalés, couvrent la surface.

Un autre réarrangement structural s'est produit au cours de la phase orogénique *styrienne* qui se manifesta surtout par un empilement de direction NW—SE et brouilla la plupart des formes structurales antérieures.

Bien que les types de roche du corps gabbroïdal appartiennent à la même province lithologique et ils soient en rapports génétiques très étroits les uns avec les autres, on peut établir un certain ordre de succession et dans le temps et dans l'espace.

Dans l'ordre de l'ascension, la diabase précéda l'ensemble de gabbro-péridotite. C'est seulement aux endroits où ils arrivèrent près de au à la surface à travers des fissures, des cheminées étroites qu'ils ne sont pas en connexion avec les sacs gabbroïdaux latéralement séparés. Les diabases indiquent toujours que l'intrusion basique qui s'élève de la partie plus profonde vers le haut.

En ce sens-là, la diabase est un faciès de bordure du gabbro, le gabbro consolidé au-dessous de l'écorce étant celui de la péridotite différenciée à son intérieur.

RÉSUMÉ

Il est prouvé par des observations géologiques, par des examens pétrographiques et par des analyses chimiques qu'il y a des ségrégations à ultrabasite et péridotite métallifères dans la chaîne éruptive de Szarvaskő, même outre celle de Vasbányahegy. *C'était surtout le long de la vallée Újhatárvölgy qu'on a constaté la présence des ultrabasites plus riches en minerais.*

La masse éruptive de Majortető—Vasbányahegy — qui est nettement séparée à la surface du grand corps central diabaso-gabbroïdal — *représente en profondeur une masse unie, organiquement cohérente.*

Les ultrabasites sont enveloppées directement par le gabbro, le corps éruptif entier est encaissé à son tour par une enveloppe de schiste argileux gris clair ou foncé, calorifuge. Le grès se présente en strates répétées, dans le complexe de schiste argileux.*

A tous les deux endroits, des outres de magma gabbroïdal se sont formées au côté de SE des masses de diabase les plus élevées. On a pu tracer des coupes transversales de NW—SE par le moyen des affleurements et des données des forages profonds. Sur la base de ceux-là, l'évaluation géologique et la détermination et description des minerais d'un point de vue synthétique ont été possibles.

Par l'analyse structurale des ailes, il est évident que les diabases s'amoncelèrent le plus haut le long de l'axe éruptif formé à la fracture de NE—SW.

Le soulèvement plus considérable de l'axe du S est dû à une immense poussée latérale de SE. Un ameublissement en connexion avec l'écaillage du complexe sédimentaire permit l'intrusion du magma gabbroïdal ascendant et sa division outriforme. Les conditions dans ces outres étaient favorables à la liquation du magma.

L'écaillage observable dans la montagne ne fut pas influencé par l'intrusion du magma. Celle-ci n'a produit que des voûtes locales de petites dimensions et des crevassements en connexion avec la métamorphose de contact. Les changements de l'inclinaison, observables souvent autour du corps éruptif, sont dus à la mise en place des masses magmatiques.

De la masse magmatique ascendante, il se forment des séparations lenticulaires allongées le long des plans de glissement et ces lentilles *deviennent des cavités outriformes à l'effet de l'intrusion continuante*. Dans ces outres, le magma en train d'être consolidé lentement se stratifiait d'une manière particulière.

La liquation du magma commença par la différenciation des parties acides et basiques et ce processus se reflète par la délimitation de l'enveloppe gabbroïdale acide du noyau d'ultrabasite central. Au contact des deux magmas partiels à composition différente, se développèrent des types de roche monominéraux, notamment des variétés de hornblendite et tilaïte.

Si l'on s'approche de n'importe quelle direction du noyau à péridotite métallifère, les strates magmatiques se repètent en ordre régulier, ce ne sont que leurs épaisseurs qui sont différentes.

A l'extérieur, on trouve l'*enveloppe de schiste* qui fut ultérieurement complètement dénudée à plusieurs endroits. Puis, il y a la zone du *contact thermique*, en général mince, puis l'enveloppe de gabbro dont les faciès sont différents à ses niveaux extérieur, inférieur et supérieur. C'est dans celle-ci que se trouve la *série d'ultrabasite*, différenciée, avec ses types dominants et subordonnés proportionnels à la masse du corps éruptif. A l'extérieur, c'est l'*hornblendite faisant la bordure* à l'intérieur de laquelle on trouve des séries répétées des *tilaïtes*. Ceux-là passent, par une transition graduelle aux péridotites métallifères proprement dites. Leur nomenclature variée n'est motivée que par la présence et la proportion des silicates colorés. Dans cette série — de l'extérieur vers l'intérieur — on peut observer la *succession nécessaire des processus de la matière consolidée magmatique de l'outré*. Ces processus reflètent les effets mutuels de trois facteurs, notamment *la température, la pression hydrostatique* produite dans l'outré, et les *éléments volatils*; l'effet de ces facteurs change d'endroit en endroit et influence la solidification du magma.

Par l'étude de la mise en place des corps éruptifs, on a établi que le *sac de gabbro-wehrilite du Vasbányahegy est une partie intégrante abyssale de la masse éruptive, culminant au Majortelő*. Cependant, l'immense chaîne gabbroïdale de la vallée Újhatárvölgy est la *partie centrale* — restée en profondeur, gabbroïdalement consolidée après la liquation — de la masse de diabase du N. Les diabases des zones hautes et le plutonites profondes de gabbro-péridotite sont en connexion génétique étroite.

La composition minéralogique des roches de contact reflète celle des sédiments incorporés.

Les forages prouvent la conclusion tirée de l'étude des conditions de gisement, selon laquelle les *outrés magmatiques et les schliers riches en minerai dans celles-ci gisent presque horizontalement*, ce qui est très important du point de vue de l'ouverture minière et de l'exploitation de ces gisements.

Il est également important que *les outrés magmatiques ne s'étendent pas à grandes profondeurs*, mais on peut supposer qu'elles se répètent en bas.

Au point de vue chimique, les masses éruptives de Szarvaskő sont caractérisées par la *richesse en alcalis, surtout en Na, et par la valeur relative haute de la teneur en Fe, Ti, V, des ultrabasites*. Des examens d'éléments sporadiques ont démontré, dans toutes les ultrabasites connues, la présence de Ni, Co et Cr. Dans les magmas partiels riches en Fe et pauvres en S c'est la pyrrhotine qui est le minerai sulfidique dominant.

Les observations pétrographiques ont étayé la théorie concernant la solidification par différenciation en ordre inverse de certains magmas partiels plus riches en constituants volatiles (v. microphotographies).

Il est probable que le corps éruptif central soit accompagnée, aux bordures, par une série de sacs de gabbro-péridotite et dans ces sacs, on puisse compter sur des concentrations de péridotite métallifère.

Au cours des recherches de 1953 à 1955, on a découvert *plusieurs nouveaux gisements, plus étendus que ceux connus*, des masses ultrabasitiques. Après avoir reconnu le mécanisme de l'intrusion du magma à péridotite, on peut établir une nouvelle ligne des recherches.

En ce qui concerne l'utilisation du corps éruptif de Szarvaskő, ce n'est pas le problème de la wehrlite, mais celle de l'ultrabasite qui se pose, car on ne peut pas distinguer les bandes de wehrlite des masses ultrabasitiques entrelacées. Il s'agit d'un minerai complexe dont l'utilisation est une tâche des plus actuelles de la métallurgie.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗВЕДКИ НА ТИТАНОВО-ВАНАДИЕВО-ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В ОКРЕСТНОСТИ С. САРВАШКЕ

Э. Лендьел

Верлит гор Бюкк, содержащий титанистый железняк, уже известен свыше ста лет. Его применение до сих пор встретило технологических препятствий.

Практическое значение железной руды, содержащей Ti и V снова обратило научное и народнохозяйственное внимание на гипербазиты Венгрии.

В течение 1953—1955 гг. на территории габбро-перидотитового тела района с. Сарвашке были проведены новые геологические и геофизические исследования.

Автором излагается история обнаружения верлита, а также его изучения. Он представляет сводное геологическое обозрение о строении территории и о положении эруптивного массива. Изучение связи магматических пород с включающими их триасовыми отложениями пролило свет и на механизм интрузии поднимающейся магмы.

Интрузии гор Бюкк протекали вдоль растянутой геосинклинали СВ—ЮЗ-ного направления. Поднимающаяся в виде батолита масса магмы отодвинула перед собой кровельную осадочную толщу и сложила ее в сводообразную форму. Часть магмы через образовавшиеся в ходе перемещения трещины земной коры попадала в приповерхностную зону или как диабаз прямо на самую поверхность, в то время как ее другая часть проникла в щели и полости, располагающиеся под приподнятыми крыльями сводов, и распирая в них пачки осадочных отложений, отвердела в виде мешкообразных тел габброидальных пород почти горизонтального залегания.

В этих плоско расстлавшихся магматических мешках получались благоприятные условия температуры и давления для магматической дифференциации, а также для образования гипербазитовых шлиров.

Автор подробно описывает процесс магматической дифференциации и необыкновенную последовательность кристаллизации. Выделившиеся кристаллы руды вследствие вязкости магмы воздействием силы тяжести не погрузились в глубину, а главным образом под действиемдвигающей силы летучих составных частей концентрировались внутри мешка.

В дальнейшем автор представляет картину поперечного сечения габбро-перидотитового мешка. Наружу располагается осадочная оболочка (глинистый сланец, песчаник), затем следует обычно немощная контактовая зона термического происхождения. Под ней располагается гипербазитовая толща, обособившаяся в внешней габбровой оболочке путем деления магмы. Самым внешним членом является горнблендитовая оболочка, затем следуют мономинеральные породы (тилаит), переводящие к рудным перидотитам, располагающимся в ядре, в шлирах.

Последовательность этих породных горизонтов — в случае спокойной кристаллизации — закономерно характерно во всех направлениях пространства.

На основании проведенных в последнее время химических анализов автор в дальнейшем описывает минералогический и химический состав пород.

Как раньше известные гипербазиты горы Вашбанья, так и вскрытые в последнее время гипербазиты долины Уйхатарвелдь с химической точки зрения наряду с высоким железосодержанием характеризуются значительными величинами Ti и V . На основании спектрального анализа присутствие Ni , Cr и Co также может быть выявлено. Указанные металлы скрываются в рудах и цветных силикатах не только верлита, но и всех ультраосновных пород.

В связи с проблемой обогащения и выплавления Ti и V следует считать не только небольшой массой верлита, но и всеми близкими к нему ультраосновными породами оболочки.

Можно установить, что ультраосновные породы Венгрии по своему химическому составу близки к подобным породам Швеции и Урала.

На территории эруптивного тела автор проводил детальные петрографические исследования. Было углублено также несколько глубоких бурений, в связи с которыми был выяснен вопрос геологического строения.

На основании имеющихся анализов автор изображает распределение содержания TiO_2 и V_2O_5 в отдельных типах магматических пород в виде диаграмм и приводит результаты термического анализа включающих сланцев.

В заключении автор устанавливает, что в эруптивном массиве гор Бюкк кроме гипербазитов горы Вашбанья также встречаются обособления ультраосновных пород, особенно вдоль долины Уйхатарвелдь. Оба месторождения ультраосновных пород располагаются на той же эруптивной оси и на идентичной высоте над уровнем моря (250—260 м). Мешки габброидальной магмы на обоих местах сформировались на юговосточной стороне диабазовых масс, достигших самую значительную высоту.

Ti и V с химической точки зрения связаны не только в оксидных рудах, но и в цветных силикатах.

Гипербазиты окружены той же оболочкой светлосерых, теплонепроницаемых ладинских глинистых сланцев, которая, кроме обильного содержания Fe и Ti , содержит также микроэлементы (Ni , Co , Cr).

В случае ассимиляции песчаника порода становится более кислой (диорит, кварцевый диорит) и в некоторых местах образовалась также красная яшма.

Массы рудного перидотита не распространяются до значительных глубин, их протяжение в большей или меньшей степени горизонтальное, они имеют лепешкообразную форму и их залегание с включающими их сланцами согласное.

Магма поднялась в вязком состоянии и поэтому сила тяжести при магматической дифференциации не могла оказать влияние. Концентрация руды при участии летучих составных частей осуществилась в центральной части магматических мешков.

Верлит не образует связную массу, а появляется в толще ультраосновных пород в виде более или менее мощных линз и шлиров.

Значительная концентрация руды могла осуществиться лишь при медленном ходе кристаллизации оставшейся на глубине и принужденной к делению магматической массы.

В связи с основным эруптивным телом района с. Сарвашке существует не проблема верлита, а проблема ультраосновных пород, так как полосы верхита не могут быть отделены от толщи ультраосновных пород, сопровождающих их и тесно сплетенных с ними.

В данном случае имеем дело с комплексной рудой и при обработке руды необходимо считаться с этим обстоятельством.

Вопросы залегания и порядка величин тел ультраосновных пород будут выяснены дальнейшими глубокими бурениями.

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

1. BALOGH K.: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 1950.
2. BALOGH K. — PANTÓ G.: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. Földt. Int. évi Jel. 1953-ról.
3. BÖCKH J.: Die geol. Verh. d. Bükkgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 17. Wien, 1867.
4. FELLNER, A.: Untersuchung einiger böhmischer u. ungarischer Diabase. Verh. d. k. k. geol. R. A. 2. Wien, 1867.
5. FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: A szarvaskői wehrlitek vanádiumtartalmáról. Földt. Közl. LVI. Bpest, 1950.
6. HIESSLEITNER, G.: Serpentin und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel. Wien, 1951—52.
7. JOHN, C.: Olivingabbro von Szarvaskő. Verh. d. k. k. geol. R. A. Wien, 1885.
8. KISYARSÁNYI G.: Szarvaskő környékének földtani viszonyai. Földt. Közl. LXXXIII. Bpest, 1953.
- 8a. KOCH S.: Liquid-magmatic pyrrhotite from Szarvaskő. Acta Min.-Petr. Tom. VIII. Szeged, 1955.
9. KOMÁROMY J.: Jelentés a Szarvaskő környékén az 1953—54. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. (Geofiz. Intézet, irattár.)
10. LENGYEL E.: Titánvasérckutató Szarvaskő környékén. Jelentés az 1953. évi felvételről. (M. Áll. Földt. Int. irattára.)
11. LENGYEL E.: Részletes kutatás a szarvaskői gabbró-peridotit pluton területén. (M. Áll. Földt. Int. irattára.) Jelentés az 1954. évi felvételről.
12. NAHÓCZKY A.: A szarvaskői wehrlit kohósítási lehetőségei. Bány. Koh. Lapok. LXXIII. 4. sz. Budapest, 1940.
13. NIGGLI, P.: Das Bushweld als petrogr. Provinz. Schweizerische Min. Petr. Mitt. XIII. Zürich, 1933.
14. NIGGLI, P.: Die komplexe gravitative Krist. diff. Schweizerische Min. Petr. Mitt. XVIII. Zürich, 1938.
15. id. NOSZKY, J.: A Mátrától É-ra levő dombvidék földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1915-ről.
16. PANTÓ G.: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkzentkereszt között. Földt. Közl. 84. Budapest, 1951.
17. PANTÓ G. — FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Nátrongabbro a Bódvavölgyben. M. Áll. Földt. Int. Évkönyve XXXIX. Budapest, 1950.
18. PAPP F.: Néhány szarvaskői ásványról. Akad. Mat. Term. Tud. Ért. LVIII. Bpest, 1939.
19. PÁLFY M.: Szarvaskői wehrlittömzs. Földt. Közl. XI. Bpest, 1910.
20. RAMDOHR, P.: Beob. an Magnetit, Ilmenit etc. Neues Jahrb. f. Univ. Beil. Bd. LIV. Stuttgart, 1926.
21. REICH, H.: Angewandte geophysik f. Bergleute u. Geologen. Akad. Verlagsges. Leipzig, 1933.

22. SCHRÉTER Z.: A Bükkhegység geológiája. Földt. Int. Évi Jel. Füg. Bpest, 1943.
23. SCHRÉTER Z.: A Bükk-hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. I. rész. Hidrológiai Közlöny. 34. évf. 7—8. szám. 1954.
24. SZABÓ J.: Wehrlit Szarvaskőről. Földt. Közl. I. Bpest, 1871.
25. SZABÓ J.: Wehrlit Szarvaskőről. Földt. Közl. VII. Bpest, 1877.
26. SZÁDECZKY—KARDOSS E.: Két új geokémiai vegyértékszabály és az elemek geokémiai csoportosítása. M. Tud. Akad. Közl. V. K. Bpest, 1952.
27. SZÁDECZKY—KARDOSS E.: Vorläufiges ü. Anionenpot. u. Verbindungspotentiale Acta Geol. Acad. Scient. Hung. I—II. Bpest, 1954.
- 27a. SZÁDECZKY—KARDOSS E.: Geokémia. Akad. Kiadó. Bpest, 1955.
28. SZENTPÉTERY Zs.: A Déli-Bükkhegység diabáz- és gabbrótömege. M. Áll. Földt. Int. Évkönyve XLI. 1. f. Bpest, 1953.
29. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. Akad. Kiadó. Bpest, 1953.
30. VENDL A.: A szarvaskői wehrlitről. Akad. Mat. Term. Tud. Ért. LIX. Bpest, 1940.
31. WIJKERSLOOTH, P.: Einige ü. Entstehung v. Chromitkonzentrationen etc. in Anatolien. N. Jahrb. f. Min. Stuttgart, 1955.
32. VINOGRADSKAJA, M.: Dunit-pegmatitok az urali ultrabázisos képződményekben. Dokladii an. SzSzsZR T. 97. No 5. Moszkva, 1954.
33. VISNYOVSKY L.: A szarvaskői wehrlit dúsítása TiO_2 -ra. Bány. Koh. Lapok LXXXIII. Bpest, 1950.
34. VISNYOVSKY L. — HOLLÓ T.-NÉ: Ilmenit-kinyerés szarvaskői wehrlitből. Koh. Lapok. 11. évf. 5. sz. Bpest, 1956.

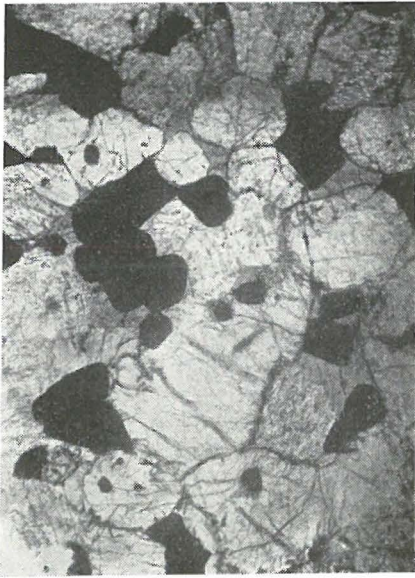
Tartalom — Table des matières — Оглавление

I. Bevezetés	251
II. A szarvaskői bázisos eruptív vonulat földtani helyzete és kapcsolatai	253
Előző kutatások áttekintése	254
A hazai wehrilit-feldolgozás történetének rövid ismertetése	256
III. Rétegtani felépítés	259
A) Triász alaphegység	259
Agyagpala — homokkő	259
B) Harmad-negyedkori fedőhegység	260
IV. A gabbróidális eruptívtest elhelyezkedése a palaösszletben	262
Az eruptívumok benyomulási mechanizmusa. Magmatektonikai folyamatok	262
V. Ultrabázisos elkülönülések (slírek) keletkezésének módja és feltételei.	
A magmás differenciálódás folyamata	269
A felnyomuló gabbrómagma fajsúly szerinti, függőleges szétkülönülése	275
VI. Részletes kutatások a szarvaskői gabbró-peridotit-pluton területén...	279
a) Az 1936—37. évi vasbányahegyi kutatás	279
b) A Vasbányahegy kőzettani felépítése	284
c) A Majorárok kőzettani szelvénye	287
d) Az Újhatárvölgy kőzettani szelvénye	290
VII. Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1953—55. évi földmágneses méréseinek és kutatófúrásainak eredménye	294
A geofizikai ellenőrző fúrások szelvénye és kiértékelése	297
VIII. Az eruptív összlet alkata	305
1. Általános jellemzés	305
2. Ásványos összetétel	306
3. Szövet és szerkezet	309
4. Az ultrabázitok titánvas-ércfajtái és azok alakzata	310
5. Érintkezési kőzetek	312
IX. Újabb adatok az eruptívumok vegyi összetételéről	315
1. A Denevértároló oxidos ércásványainak megoszlása	318
2. Az eruptív kőzetek TiO ₂ -tartalma a csökkenő kóvasav % függvényében	319
X. Hegység szerkezet	327
Az eruptívumok kitérési sorrendje	329
XI. Az eruptívtestek magasságszintek szerinti elhelyezkedése	330
Éreperidotit kifejlődésére vonható következtetések	331
Összefoglalás	333
Beszámoló a kandidátusi értekezés nyilvános vitájáról	335
Résultats récents de la recherche de minerais de titane-vanadium-fer des environs de Szarvaskő	337
Новые результаты разведки на титаново-ванадиево-железные руды в окрестности с. Сарвашке	364
Irodalom — Bibliographie	367
Táblák — Planches	370

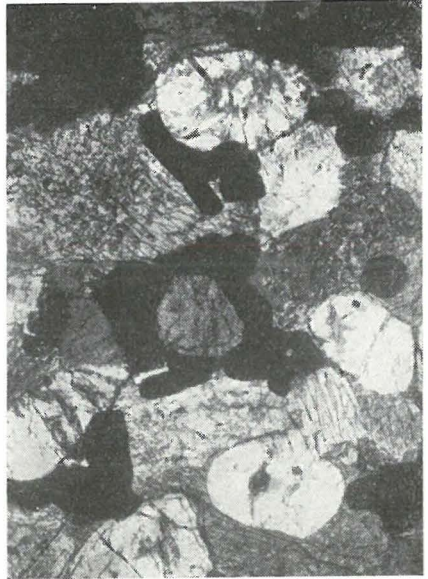
I. Tábla — Planche No. I.

1. Éreperidotit (wehrlit). Vashányahegy, Denevértáró 16 m. Diállág, titánaugit, olivin között saját- és idegenalakú ércásványok (titanomagnetit, ilmenit). || Nic. 36×. — *Péridotite à minerais (wehrlite). Vashányahegy, galerie Denevér 16 m. Minéraux à minerais automorphes et xénomorphes (titanomagnetite, ilménite) entre diallage, augite titanifère et olivine.* || Nic. 36×.
2. Éreperidotit. Siroki-lápa, patakmeder. Piroxén- és olivinkristályok között hézagkitöltő és csepp alakú ércásványok. || Nic. 36×. — *Péridotite à minerais. Siroki-lápa, lit de ruisseau. Grains de minéraux à minerais guttiformes et remplissant les interstices entre les cristaux de pyroxène et olivine.* || Nic. 36×.
3. Olivindiállágbróperidotit. Újhatárvölgy, Füveslápatorkolat. Olivin-, piroxén- és plagioklász-egyének között idegenalakú ilmenitlemezek. || Nic. 36×. — *Péridotite à gabbro olivino-diallagique. Vallée Újhatár, embouchure du Füveslápá. Lamelles xénomorphes d'ilménite entre des individus d'olivine, pyroxène et plagioclase.* || Nic. 36×.
4. Amfibolgabbroperidotit. Újhatárvölgy, Füveslápá-torkolat. Több cm-es amfibolkristályban plagioklászroncsok és titánvasércsoportok. || Nic. 30× — *Péridotite à gabbro amphibolique. Vallée Újhatár, embouchure du Füveslápá. Débris de plagioclase et groupes de titanomagnétite dans un cristal amphibolique de plusieurs cm.* || Nic. 30×.

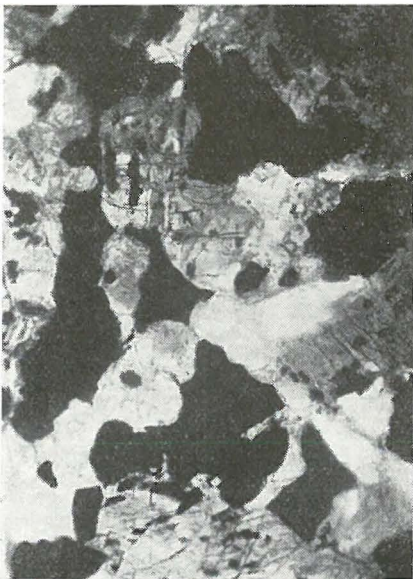
I. Tábla — Planché No. I.



1.



2.



3.



4.

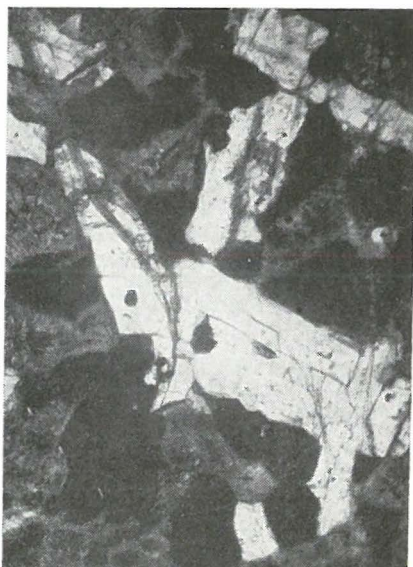
II. Tábla — Planche No. II.

1. Piroxén és olivinkristályok közé szorult xenomorf ilmenit. Szarvaskő, Újhatárvölgy; II. mélyfúrás 71,73—74,54 m. || Nic. 18×. — *Ilménite xénomorphe serrée entre des cristaux de pyroxène et olivine. Szarvaskő, vallée Újhatár; forage profond No. II, 71,73 à 74,54 m. || Nic. 18×.*
2. Nagy amfibolkristályban plagioklászok és hozzájuk tapadó, félig xenomorf titánvaséreszemek. Uo.; II. mélyfúrás 39,40—40,65 m. || Nic. 18×. — *Plagioclases dans un grand cristal d'amphibole et des grains demi-xénomorphes de titanomagnétite accolés. Au même endroit; Forage profond No. II. 39,40 à 40,65 m. || Nic. 18×.*
3. Plagioklász (fehér) és piroxén (szürke) kristályok körül xeno alakú titánvasérclemezek. Titánaugitban titanitszemcsék. Uo.; II. mélyfúrás 44 m. || Nic. 22×. — *Lamelles xénomorphes de titanomagnétite autour des cristaux de plagioclase (blanc) et de pyroxène (gris). Granules de titanite en augite titanifère. Au même endroit; forage profond No. II. 44 m. || Nic. 22×.*
4. Plagioklász körül elhelyezkedő titánvasérc és rácsos kalkopirit. Uo.; II. mélyfúrás 10,96—14,04 m. || Nic. 28×. — *Titanomagnétite et chalcopirite treillissée autour du plagioclase. Au même endroit; forage profond No. II. 10,96 à 14,04 m. || Nic. 28×.*

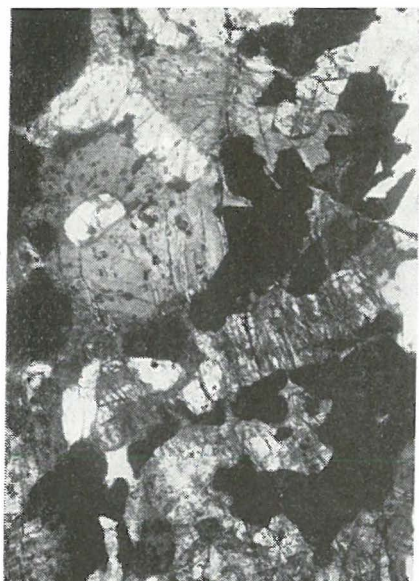
II. Tábla — Planche No. II.



1.



2.



3.



4.

III. Tábla — Planche No. III.

1. Nagy, barna amfibolban plagioklász (fehér) és piroxén (szürke) kristályok, ércszemek. Poikilites szerkezet. Siroki-lápa; III. mélyfúrás 16,53 m. || Nic. 20×. — *Cristaux de plagioclase (blanc) et de pyroxène (gris) et grains de minerai en amphibole grande, brune. Texture poecilitique. Siroki-lápa, forage profond No. III. 16,53 m. || Nic. 20×*
2. Barna amfibolban plagioklász- és érc-kristályok. Újhatárvölgy; IV. mélyfúrás 65,70—67,00 m. || Nic. 24×. — *Cristaux de plagioclase et de minerai en amphibole brune. Vallée Újhatár; forage profond No. IV. 65,70 à 67,00 m. || Nic. 24×.*
3. Leukoxénkeretes ilmenit, plagioklász- és piroxénkristályok között. Siroki-lápa; III. mélyfúrás 105,7—106,8 m. || Nic. 20×. — *Ilménite à contours de leucoxène, entre des cristaux de plagioclase et pyroxène. Siroki-lápa; forage profond No. III. 105,7 à 106,8 m. || Nic. 20×.*
4. Hézagkitöltő pirrotin, plagioklász és piroxén között. Újhatárvölgy, Tóbércbánya É-i oldal. || Nic. 18×. — *Pyrrhotine remplissant les interstices entre plagioclase et pyroxène. Vallée Újhatár, côte du N de la carrière Tóbércbánya. || Nic. 18×.*

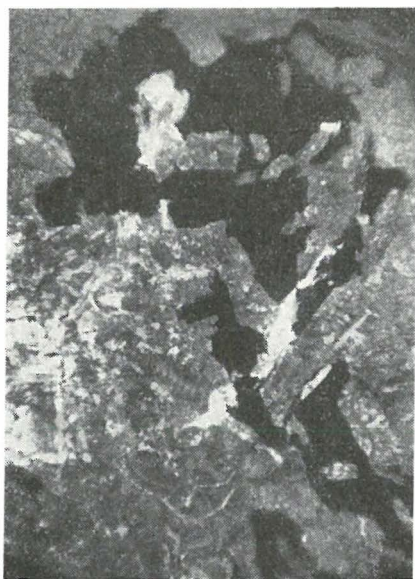
III. Tábla — Planche No. III.



1.



2.



3.

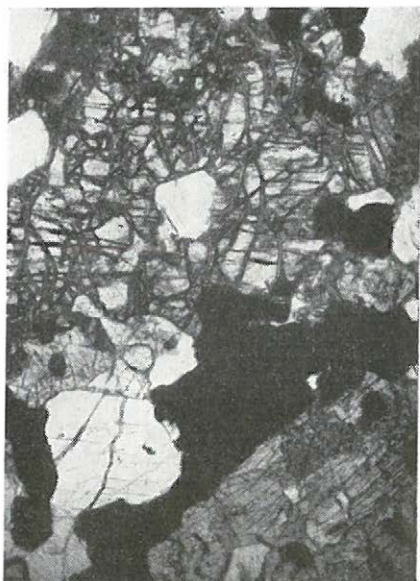


4.

IV. Tábla — Planche No. IV.

1. Szerpentesedő olivin, benne plagioklász-zárvány; ilmenit plagioklászt fog körül. Újhatárvölgy, Füveslápa, patakmederi felszíni robbantásból. || Nic. 22×. — *Olivine serpentinisée, avec inclusions de plagioclase; ilménite entourant le plagioclase. Vallée Újhatárvölgy, Füveslápa, de l'ouverture de surface dans le lit du ruisseau.* || Nic. 22×.
2. Barna amfibolban ilmenit- és plagioklász-kristályok. Uo. Füveslápa torkolat, felszíni robbantásból. || Nic. 22×. — *Cristaux d'ilménite et plagioclase en amphibole brune. Au même endroit, embouchure du Füveslápa, de l'ouverture de surface.* || Nic. 22×.
3. Plagioklász-csoport között elhelyezkedő leukoxénkeretes ilmenit. Újhatárvölgy; IV. fúrás 54—55 m. || Nic. 20×. — *Ilménite à contour de leucoxène autour d'un groupe de plagioclase. Vallée Újhatár; forage profond No. IV. 54 à 55 m.* || Nic. 20×.
4. Peremi gabbrodiabáz és agyagpala érintkezése. Uo.; IV. fúrás 109,20—114,00 m. || Nic. 36×. — *Contact de diabase gabbroïque de bordure et de schiste argileux. Au même endroit, forage profond No. IV. 109,20 à 114,00 m.* || Nic. 36×.

IV. Tábla — Planche No. IV.



1.



2.



3.



4.

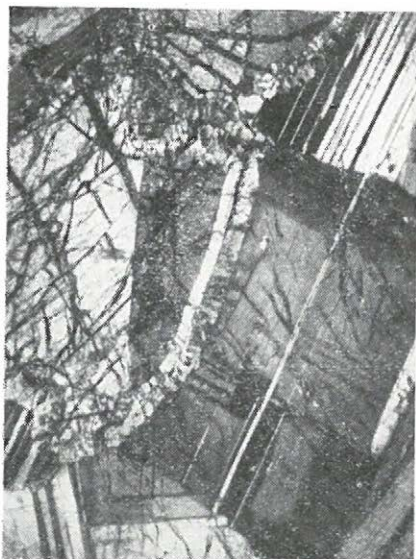
V. Tábla — Planche No. V.

1. Gabbropéridotit. Újhatárvölgy, Fűveslápa-torkolat. Augit, olivin és rezorbeált plagioklászok között hézagkitöltő ilmenit és kiszorításos szulfidérc, szemcsealakú másodlagos pikotit és titánit. || Nic. 40×. — *Gabbro-péridotite. Vallée Újhatár, embouchure du Fűveslápa. Ilménite remplissant les interstices, minerais sulfidique remplaçant, picotite et titanite secondaires, graniformes entre augite, olivine et plagioclases résorbés.* || Nic. 40×.
2. Olivingabbró. Reakciókeret olivin és plagioklász érintkezésénél: kívül amfibol, belül piroxén. Újhatárvölgy, Fűveslápa. + Nic. 32×. — *Gabbro à olivine. Bordure de réaction au contact d'olivine et plagioclase: amphibole à l'extérieur, pyroxène à l'intérieur. Vallée Újhatár, Fűveslápa.* + Nic. 32×.
3. Ultrabázit. Szerpentinisedett olivinkristályok, másodlagos érkiválással. Újhatárvölgy, Fűveslápa torkolat. || Nic. 44×. — *Ultrabasite. Cristaux d'olivine serpentinisée, à ségrégations secondaires de minerais. Vallée Újhatár, embouchure du Fűveslápa.* || Nic. 44×.
4. Biotitperidotit. Olivin és biotit összeszövődése. Újhatárvölgy, Fűveslápa-torkolat. + Nic. 28×. — *Péridotite biotitique. Entrelacement d'olivine et biotite. Vallée Újhatár, embouchure du Fűveslápa.* + Nic. 28×.

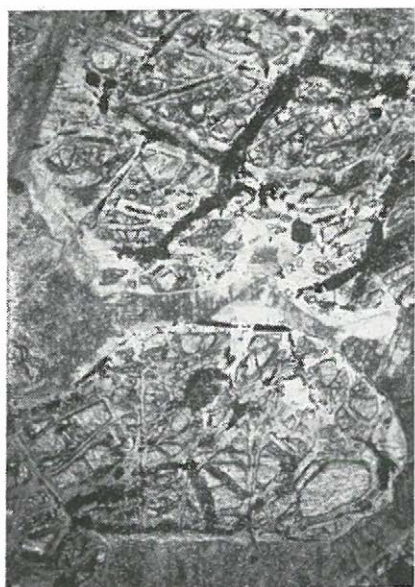
V. Tábla — Planche No. V.



1.



2.



3.



4.

A BÜKKHEGYSÉG ÁTNÉZETES FÖLDTANI TÉRKÉPE

Carte géologique synoptique de la Montagne Bükk









(Schréter Zoltán adatainak felhasználásával)

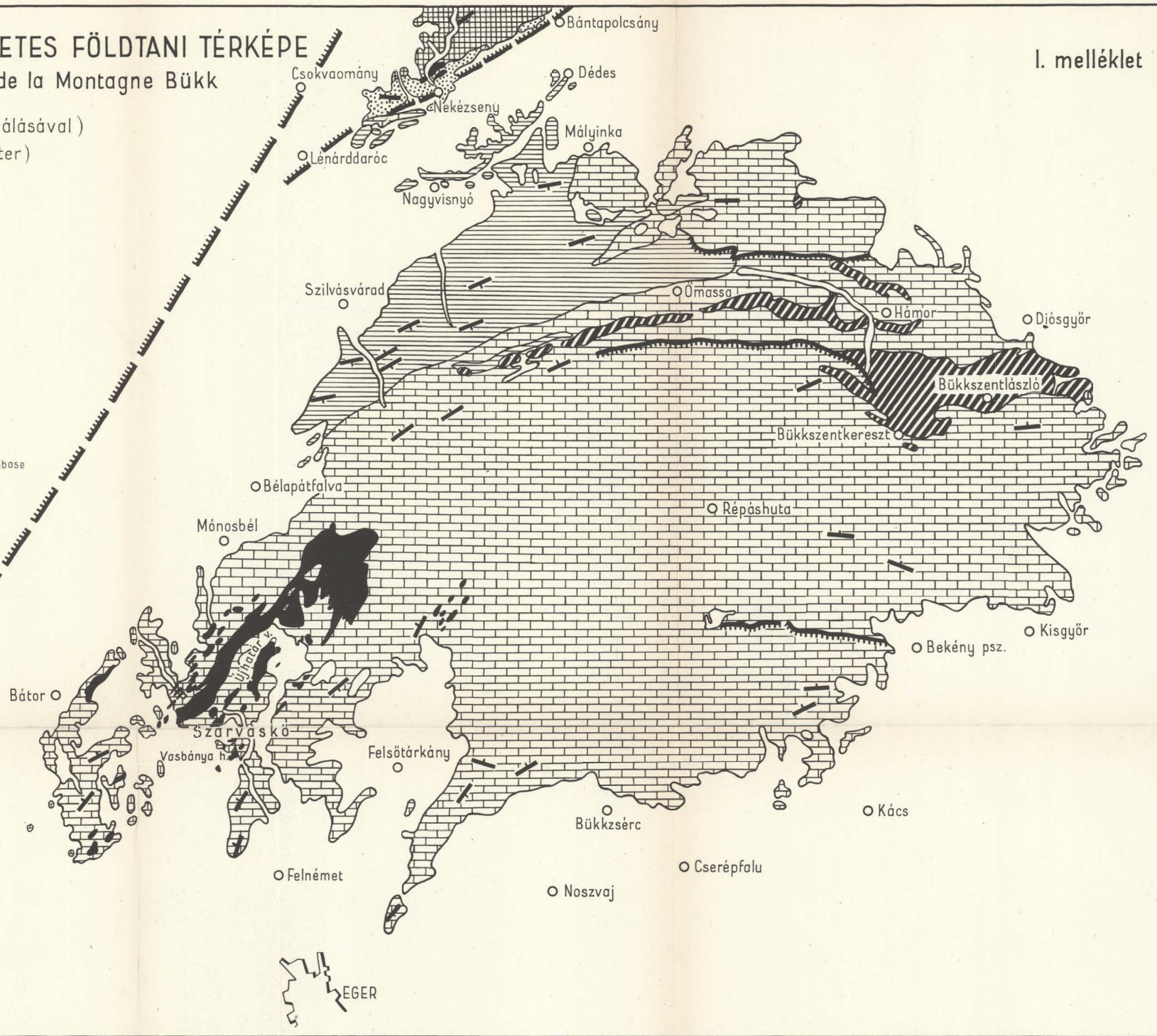
(En utilisant les données de Z. Schréter)

Készítette: Lengyel Endre

Levé par: E. Lengyel

I. melléklet

-  Negyed-és harmadkori képződmények
Formations quaternaires et tertiaires
-  Felső-kréta konglomerátum és homokkő
Conglomérat et grès du Crétacé supérieur
-  Gabbroidális kőzetek (bázitok és ultrabázitok)
Roches gabbroïdales (basites et ultrabasites)
-  Középső-és alsó-triász képződmények
Formations triasiques moyennes et inférieures
-  Kvarcporfir, porfir, diabáztufa
Porphyre quartzeux, porphyroïde, porphyre, tuf de diabase
-  Perm és Felső-karbon üledékek
Sédiments permien et carbonifères supérieurs
-  Alsó-karbon üledékek
Sédiments carbonifères inférieurs
-  Feltolódási síkok
Plans de chevauchement

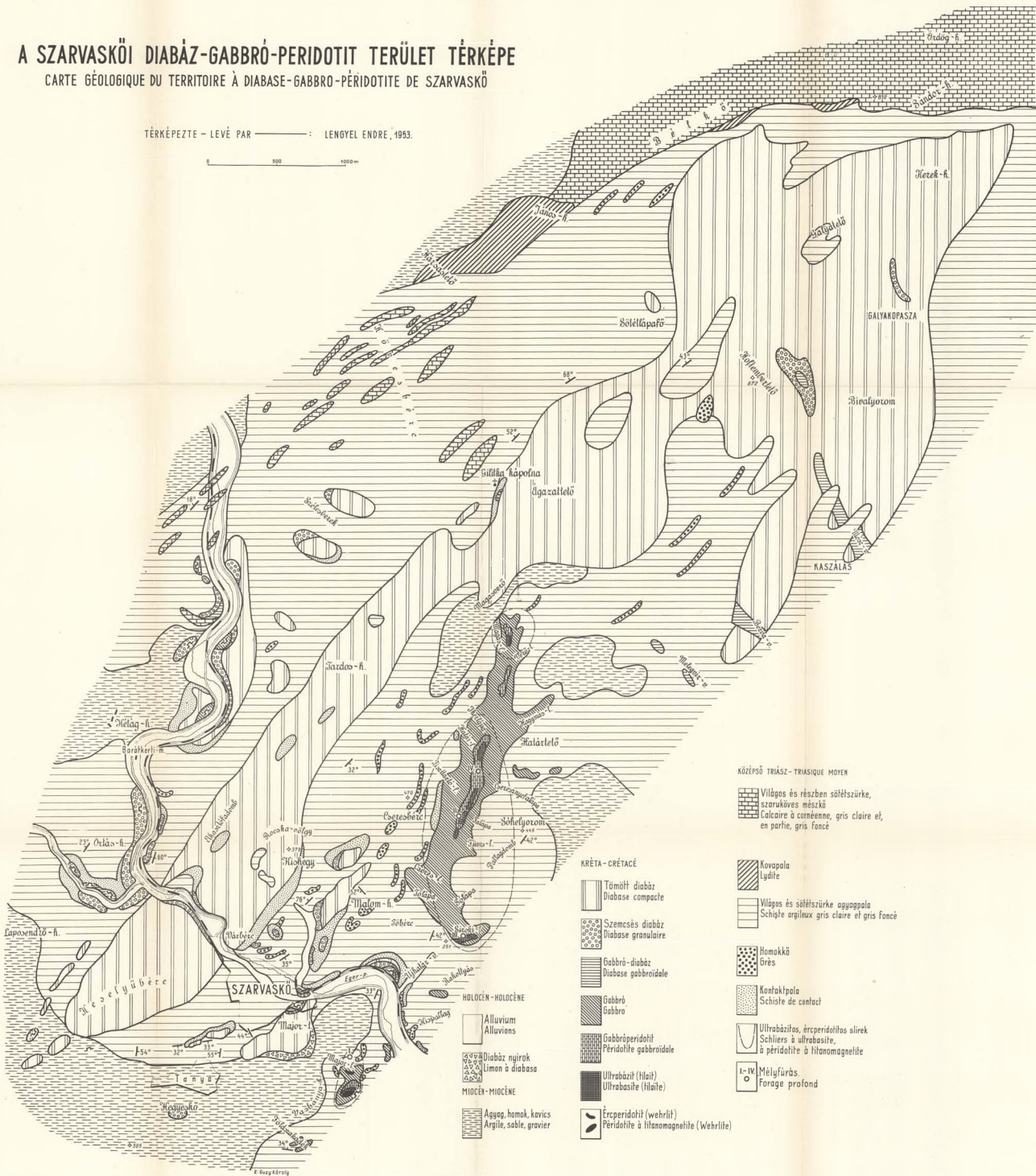


A SZARVASKŐI DIABÁZ-GABBRO-PERIDOTIT TERÜLET TÉRKÉPE

CARTE GÉOLOGIQUE DU TERRITOIRE À DIABASE-GABBRO-PÉRIDOTITE DE SZARVASKŐ

TÉRKÉPEZTE - LEVÉ PAR : LENGYEL ENDRE, 1953.

0 500 1000 m



KÖZÉPSŐ TRIÁSZ - TRIASIQUE MOYEN

- Világos és részben sötétszürke, sztruktúres mészkő
Calcaire à cornéenne, gris clair et, en partie, gris foncé

KRÉTA - CRÉTACÉ

- Tömött diabáz
Diabase compacte
- Szemcsés diabáz
Diabase granulaire
- Gabbro-diabáz
Diabase gabbroïdale
- Gabbro
Gabbro
- Gabbropéridotit
Péridotite à gabbroïdale
- Ultrabázit (Hait)
Ultrabasite (Haité)
- Éperidotit (wehrít)
Péridotite à titanomagnetite (Wehrüte)
- Kovapala
Lignite
- Világos és sötétszürke agyagpala
Schiste argileux gris clair et gris foncé
- Romakő
Grès
- Kontaktpala
Schiste de contact
- Ultrabázitos, éperidotitos síretek
Schliers à ultrabasite, à péridotite à titanomagnetite
- I-IV
Mélyfúrás
Forrage profonde

HOLOCÉN - HOLOCÈNE

- Alluvium
Alluvions
- Diabáz ngirok
Limon à diabase

MIOCÉN - MIOCÈNE

- Aggag homok, kavics
Argile, sable, gravier

1:50,000	1:100,000	1:200,000	1:500,000	1:1,000,000
1:250,000	1:500,000	1:1,000,000	1:2,000,000	1:5,000,000
1:10,000,000	1:20,000,000	1:50,000,000	1:100,000,000	1:200,000,000

TiO₂ - MEGOSZLÁS AZ ERUPTIVUMOK SiO₂ -TARTALMÁNAK FÜGGVÉNYÉBEN
 RÉPARTITION DU TiO₂, EN FONCTION DE LA TENEUR EN SiO₂ DES MASSES ÉRUPTIVES
 SZERKESZTETTE - PAR : LENGYEL ENDRE

