

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXV. kötet 1935. október—december Heft 10.—12. füzet.

ZALAVÖLGYI PONTUSI HOMOK SZEDIMENTPETROGRÁFIAI VIZSGÁLATA.

Irta: *Sztrókaý* Kálmán dr.

SEDIMENTPETROGRAPHISCHE STUDIEN AM PONTISCHEN SAND DES ZALA-TALES.*

Von: *K. Sztrókaý.*

A Dunántúl területének tekintélyes részét, helyenként tetemes kifejlődésben, — mint ismeretes — fiatalabb neogén tengeri üledék borítja.

A legújabb idevágó geomorfológiai és őslénytani vizsgálatok eredményei alapján, ezeknek az üledékeknek kialakulása — főleg a Dunántúl területének északi felére vonatkozólag — nagy részben tisztázottnak tekinthető. Az üledékesoport zömét létrehozó pontusi tenger feltöltődése után, a levantikum elején, denudációi időszakot tétélezünk fel. E ciklus folyamán a nyugatról lefutó ő-folyó-rendszerek eredő munkája közben a területen vulkáni működés is zajlott le. Majd amióán a Duna Budapestnél a levantei kavicsdeltába medret vágott, a Dunántúlon újabb akkumulációi folyamat állt elő és a letarolt, eléggé lapos térszínen létrejöttek az ismert, nagy kavics-takarók, mint törmelékkúpok. A pleisztocénben újabb denudáció következett be, amikor a felsőlevantei kaviestakarók eróziójával és a lösz-hullással körülbelül kialakult a terület mai térszíni képe. Erre az időre esik a kialakult Balaton-meder felől hátráló „alsó” Zalának az az eróziós munkája, melynek eredményeképpen a folyó elérte Túrje község vidékét és az „ős” Zala vizének nagy részét délre irányította. Így jött létre a pleisztocén elején Zalabér-Túrje-Zalaszentgrót községek között a folyó futásában az a merész irányvátotztatás, melyet mint a „folyó-lefejezés” példáját szokás említeni. A Zala, mely annak előtte a Marcal irányában, a Kismagyaralföldön keresztül vitte le vizét a Duna felé, különösen a kaptura vidékén, Túrje-Zalaszentgrót között, a szakaszjelleget-változásnak jól megfigyelhető tanújelét hagyta vissza. Az alsó-Zala első völgykitöltése a kaviestörmelékkúp anyagából származik, melyből — újabb völgybevágódás után — az a folyó

* Ausführlicher deutscher Auszug auf Seite 288.

terrasz alakult ki, mely ma Türrjétől Zalaszentgróton-Zalaszentlászlón Kehidán át kb. Zalaacsányig a folyó balpartján végigkövethető. Ez a szint a folyó jobbpartján nem, vagy néhol csak nagyon bizonytalanul mutatható ki. Ma a Zala széles, 2—5 km-es lapos völgy-síkon, merész meanderekben, itt-ott szabályozott mederben viszi le vizét a Balatonba. Jobbról-balról 100—300 m magas E—D irányú, párhuzamos pentusi homokhalmok kísérik völgyét. Cholnoky J. vizsgálatai szerint e domb-sorozatokat deflációs felszínre vallanak.

Mivel e dombvidék beható megművelés alatt áll (főleg szőlő, szántóföld és erdő borítja), jó feltárás rajta alig akad; a legtöbb mélyebb útbevágásban és vízmosásban az eredeti kőzet homokos lösszel is keveredik, úgyhogy szétkülöníteni őket ritkán lehet.

A mellékelt térképvázlat (60. ábra.) a fent említett Zala-forduló területéről készült, melynek jobb feltárású helyeiről származnak a petrográfiai vizsgálatok folyamán feldolgozott minták.

* * *



Fig. 60. ábra. Geol. térképvázlat a Zala-forduló vidékéről. 1. Alluvium. 2. Pleisztocén kavics terras. 3. Pöntusi rétegesoport. 4. Feltárások. Geol. Kartenskizze der Gegend des Zalaflusses. 1. Alluvium. 2. Pleistozäne Schotter-Terrasse. 3. Pöntischer Schichtenkomplex. 4. Aufschlüsse, die die untersuchten Saude lieferten.

A budapesti Pázmány Péter tudományegyetemi ásvány-kőzettani intézetben a Balaton körüli és az észak-kisalföldi pontikum kőzettani vizsgálata folyamatban van. E két terület feldolgozásához esatlakozni kiegészítésül és részben mintegy tájékoztatásul a fenti Zala-forduló vidékéről vett homok-minták vizsgálata.

A folyó jobb partján, mint a térképvázlat is feltünteti, a völgytalp alluviuma felett mindjárt a pontikum üledékrétegsorozatából álló dombok emelkednek. E dombokon itt-ott lösz-szerű képződmények nyomozhatók ki, azonban ezek határa egészen elmosódó és bizonytalan. A balpartot, mint említettem, kb. 25–17 m magas pleisztocén kavicsterrasz kíséri, melynek szélei alól mindenütt kibúvik a finomabb szemű pontikum. Távolabb, keleten a balpart felépítése hasonló a szemköztihez. A jobbpárti homokhalom oldalában, Aranyod és Zalaszentgrót községek felett jó és friss feltárásokra bukkantam, melyeknek kőzetei szolgáltatják az alábbi vizsgálatok anyagát. Az Aranyod község melletti „Zsidógödör” felett a 20–30 m magas falú homokbánya anyaga vöröses, laza homok, limonitos ál-rétegezethez; benne helyenkint 6–10 cm-es egészen elvékonyodó rozdszínű agyag-szalagok figyelhetők meg (I.). A Zalaszentgrót feletti „Sárközi” átbévágás fala — amennyire meg lehetett figyelni — egyöntetű, világos-szürke, egészen laza „folyós” homok, ökölnyi mézsgumókkal (II.).

A mechanikai összetélt szítasorozattal és iszapolással (pipetta) állapítottam meg. A szítási eljárás és a frakciónkénti bromoformos szétkülönítés eredményei az alábbiak:

	VCS > -1'0	CS 1'0—0'5	MS 0'5—0'25	FS 0'25—0'12	SFS 0'12— >	
I. Aranyod	0 07 — —	0'17 20'58 0'03	9'28 1'61 0'15	60'02 2'98 1'19	30'30 2'86 0'88	99'84 ⁰ o „nehéz” részlet frakcion belül 2'25 ⁰ „nehéz” rész- let frakciószázeleka az egész anyagra vonatkozik.
II. Zalaszent- grót	0'21 — —	0'52 3'10 0'02	58'90 1'92 1'13	31'98 3'95 1'30	7'37 4'56 0'34	98'98 ⁰ o 2'79 ⁰ o

A homok összetétele meglehetősen egyenetlen. A sajátságok még sokkal szembezőkőbbek, ha a fenti eredményeket az alábbi egyszerű ábrán tüntetjük fel. (61. ábra.) A ferdén esikozott mezők az egyes szemnagysági osztályok súly-százelekat, a kitöltött fekete oszloposkák a bromoformmal elkülönített, nehéz ásványesoportok százelekos mennyiségét tüntetik fel.

Az eddigi geológiai kutatások szerint a fenti két feltárásból jellemzett homoküledék is a pontusi tenger feltöltődési produktuma. A nyugatról lefutó ősfolyó-rendszerek számos ágra szakadózva keletre kinyúló deltákat építettek. A folyórendszerek legdélibb tagja a pontikum végén el is zárta kb. azt a vonalat, melyet a mai Keszthely és Gleichenberg melletti alaphegység-rögök között vonhatunk, és létrehozta a Kisalföld öblét.

Ennek folytán természetesnek látszik, hogy a zártabb öbölben a csendesebb vízmozgás a folyók hordalékának egyenletesebb kiejtését eredményezte s az említett deltasorozat zavartalanabbnal folytathatta kelet felé feűképítő munkásságát. A Dunántúl pontusi delta-üledékeinek meglehetősen egységes és nagy kiterjedésére szolgáljanak még magyarázatul a következők: 1. egyes kutatók (1;15) tényként azt állítják, hogy földtörténeti szempontból a jelenkori deltaképződmények rendelleneseknek mondhatók és alkalmatlanok az összehasonlításra, mert a negyedkor óta kialakult rendkívül magas kontinentális domborzat a deltaképződmények vízszintes és függőleges redukcióját eredményezte, 2. más szerzők ez irányú kutatása azt bizonyítja, hogy azért jut pl. az euráziai oligocén és miocén üledékek közt a delta-képződményeknek oly jelentős szerep, mert lényegesen alacsonyabb szárazföldi domborzat ehhez egyik elengedhetetlen feltétel volt.

Azonban a teljes mechanikai összetételt az előbbi eredmények még nem tüntetik fel. Ha az üledékek analíziséről teljes képet akarunk kapni, akkor szükség van a finomabb szemmagysági eloszlás eredményeire is. A homoknak mechanikai analízisét iszapoló eljárással, pipetta-módszerrel egészítettük ki. A teljes elemzési eredmények az alábbiak:

Átmérő mm-ben Durchm. in mm	Súlypercent	
	I.	II.
> 1·0	0·07	0·21
1·0 — 0·5	0·17	0·52
0·5 — 0·25	9·28	58·90
0·25 —	60·02	31·98
— — 0·1	13·50	2·35
0·1 — 0·05	11·44	2·37
0·05 — 0·02	3·05	1·66
0·02 — 0·01	1·24	0·73
0·01 — 0·005	0·53	0·18
0·005 — 0·002	0·27	0·04
0·002 — >	0·27	0·04
	99·84	98·98

A feltárások homokjai szemmagysági összetétel szempontjából nagyon különbözök s nagyon valószínű, ha több lelőhely anyagát vizsgálhattuk volna meg, a szemmagysági eloszlás még több

és rapszodikusan fellépő különbséget mutatna ki. Hogy e delták építődése közben különböző folyóáradások, hordalék- és sebeség-ingadozások voltak, mi sem bizonyítja jobban — a fenti, alig 1.5 km távolságra lévő két feltárás anyagának analíziséen kívül — mint az, hogy a homokban sok helyütt kaviesosabb részletek, valamint egészen finom agyagos betelepülések is találhatók. Az agyagrétegek néhol több méter vastagságot is elérnek, amit a lakosság ki is használ. Ezt mutatja a térképeken jelzett több tégla-égető. Azonban az égetésre alkalmas agyag hamar kifogy, illetve homokos lesz. Ma Túrje-Zalaszentgrót környékén már csak fellagyott, növényzettel ellepett téglaégetőket találunk. Újabban a gyűjtés óta, a Zala balpartján, a pleisztocén terrasz alatt ismét termelnek ki agyagrétegeket téglaégetés céljából.

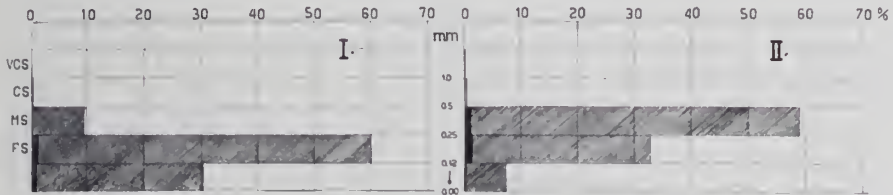


Fig. 61. ábra.

A finomabb összetételű homok lelőhelyén (I. Aranyod) szintén megtaláljuk az agyag-közbetelepülést, mely azonban itt csekély kifejlődésű. A homokfalon különböző magasságokban végighúzódo, szalagszerű 6—10 cm vastag, elvékonyodó rozsdavörös agyagrétegecskék vizsgálati eredményei az alábbiak. Mivel az agyag nagyfokú karbonáttartalmat árult el, a szuszpenzióban stabilizátort kellett alkalmazni. A tiszta vízben szuszpendált mintával szemben az 0.005 n Na-oxalátos közeg nagyfokú, zavartalan diszperzitást mutatott. Ezen az úton lefolytatott pipettás analízis értékei:

átmérő mm-ben Durchm. in mm.	súlypercent
> —0.1	3.23
0.1 —0.05	3.63
0.05 —0.02	18.50
0.02 —0.01	20.63
0.01 —0.005	17.50
0.005 —0.002	14.66
0.002— <	21.85
	<u>100.00</u>

Az alább 62. sz. ábrán az „a”-jelzésű görbe futása világosan visszatükrözi az agyagrétegek szemmagysági összetételét és feltün

teti a nagy különbséget az anyagközet 0.1 mm-es szemmagyságon aluli analitikai eredményeivel szemben „b”.

A dunántúli pontikum deltaképződményeinek jellemzésénél szükség van az ásványi összetétel vizsgálatára is, mely mint látni fogjuk az üledék genezise szempontjából nem érdektelen eredményeket tüntet fel.

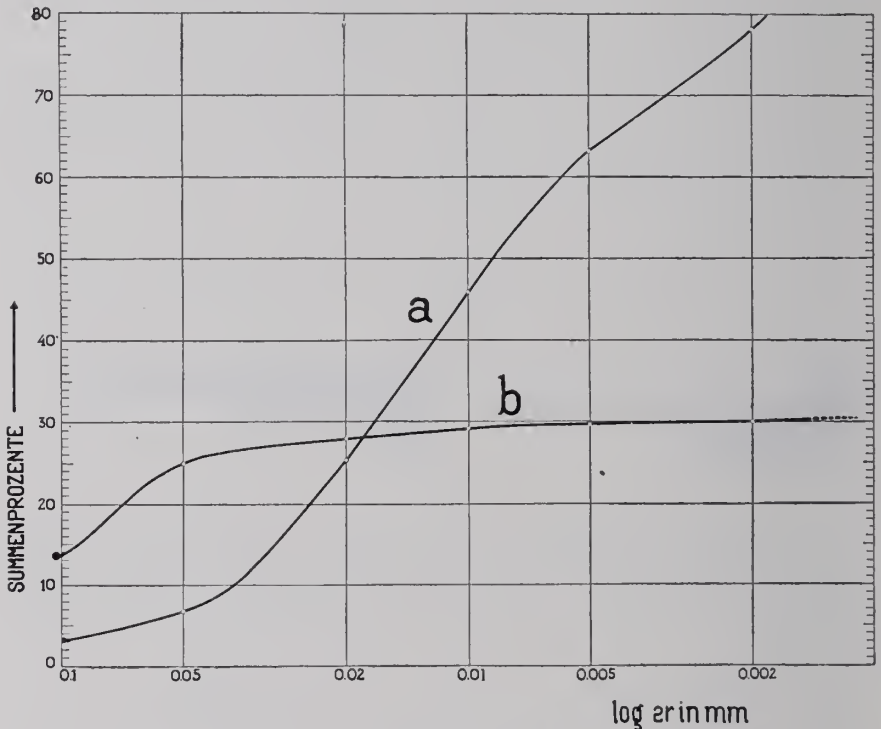


Fig. 62. ábra.

Ezek az eredmények röviden a következők:

A kőzetek ásványos összetétele nem változatos, de amál jellegzetesebb. Nem keresve a ritkaságokat, a szereplő ásványtársaság tagjai (kb. a gyakoriság fogyó sorrendjében): kvarc, földpátok, esillámok, gránát, opak szemek, sztaurolit, disztén, amfibol, epidot, turmalin, rutil, zirkon, angit.

A *kvarc*-szemek legnagyobb része teljesen színtelen, víztiszta. Azonban akad köztük sárgásra, rózsaszínűre színezett is. Nem ritka a zárványos szem sem. Zárványként különböző körvonalú opak szemecskék, néha esillámpikkelykék figyelhetők meg. Gyakran a szemek feketésszürke fűzrszerű zárványsoroktól esíkozottak és teljesen zavarosak. Unduláló kioltás is előfordul. A szemek általában élesek, szögletesek, a kopottságnak némi jele csak a két legdurvább szemmagysági osztályban volt megfigyelhető, különösen a 11. sz. zalaszentgróti mintánál.

A földpátok általában mállottak, zavarosak; még a legfrissebb szemek is szericitesedettek. Legnagyobbbrészt finom, vékonylemez-es ikrek, alacsonyabb törésmutatóval. Az ortoklász aránylag ritka. Külön ki kell emelni, hogy a mikroklín igen gyakori. A mikroklín remek rácsos szerkezetű szemecskéi is igen szericitesedettek. Néhány pertites szemecske is előfordult $1.523 < n < 1.537$ törésmutatóval.

A csillámok mennyisége a II. sz. homokban jelentékenyebb, úgyhogy itt sorrendben a kvare után kell helyeznünk őket. A nagyobb szemmagysági osztályokban 1–2 mm-es lemezek sem ritkák. Vannak sötétbarna, nem pleochroós, néhány fokos tengelyszögű biotitok, ezenkívül friss, felleveledzett szelű, színtelen muszkovit pikkelyek is megfigyelhetők kb. 60–70°-os tengelyszöggel. Leggyakoribb a kifakult, színtelen, foltos kioltású biotit. Ilyenkor a kettőtörés gyengébb. A csillámok közt jelentős mennyiségű a zöld- és halványzöld színű, nagyon alacsony kettőtörésű, közepes vagy kis tengelyszögű lágycsillámfajta is (klorit).

A gránát-szemek élesek, szilánkosak; színtelenek vagy halvány rózsaszínűek. Többnyire kettőtörő zárványokat tartalmaznak.

Az opak szemek java része alakatlan limonit, mely néha más szemecskéket is összetapaszt. Az I. sz. lelőhely kőzetének két legnagyobb szemeseátmérőjű osztályát legnagyobb részben limonit-szemek és csillámlemezek alkotják. Magnetit meglehetősen ritka; mikroszkópos vizsgálat alá csak erős elektromágnessel sikerült több szemet összegyűjteni.

A vizsgált homokok igen jellegzetes elegyrésze két fontos ásvány: a sztaurolit és a disztén. A bromoformmal elválasztott nehéz frakcióban integrációs asztallal, rögzített készítményen mért mennyiségük:

sztaurolit	— — — —	8.2%	} 12.8%
disztén	— — — —	4.6%	

Ezek az értékek támasztják alá az eddigi megállapításokkal egybehangzóan azt a tényt, hogy a pontusi feltöltődés nyugatról, az Alpok területéről történt.

A sztaurolit-szemek éles szilánkok, friss törési felülettel. Törésmutatójuk valamivel nagyobb 1,74-nél. Pleochroizmus szembe-tűnő: a + b = halvány szalmasárga, c = vöröses vagy barnásárga. Néha zárványosak.

A disztén-szemek teljesen színtelenek, oszloposak vagy izometrikusak. Elhatárolásuk a legjellemzőbb bélyegük: a kitűnő hasadások folytán lépesősek, szögletesek. Törésmutatójuk közel 1,74. Nagyon gyakoriak bennük ovális, szögletes opak zárványok. A szemek a vizsgálatkor majd mindig az első véglapon fekszenek, mely-

re merőlegesen lép ki a negatív hegyes biszektrix; az optikai tengelysík a (010) hasadási vonallal $28-30^\circ$ -ot zár be.

Az *amfibolok* némelyike szintelen, legtöbbször azonban fűzöld-színű. Külső alakra prizmák, prizmatöredékek; a *c*-tengely irányában a hasadás miatt mindig erősen csipkézettek, fűrészes szélűek, szállkásak. Az oldalakon a keresztelválás folytán lépcsős elhatárolásúak. Kioltás $e:c=13-16^\circ$; $Bxa = \alpha$; $1,620 \times n \times 1,657$. Pleochr. $c =$ halvány kékeszöld, $\perp c$ halványabb, majdnem szintelen.

Az *epidot* szintén még gyakori összetevője a nehéz részletnek. Leginkább zömök oszlop, jó hasadással. A törésmutatók kevésbé 1,74-en felül vannak. Apró zárványok gyakoriak. Pleochr.: $b =$ szintelen, $a + c =$ gyengén zöld; vagy $b =$ sárgászöld $a + c =$ citromsárga. Mindig jó opt. tengelyképet ad, tengelysík \perp a hasadásra, $Bx_a = \alpha$.

A *turmalin* állandó elegyrész a lazatörmelékes üledékekben, csak mennyisége szokott változó lenni. A vizsgált homokmintákban már a ritkább elegyrészekhez kell számítanunk. Oszloposka vagy ennek töredéke minden szem, terminális formák ritkák. Az apró, opak zárványszemek gyakorta egészen kitöltik az ásvány belsejét. Pleochroizmus roppant erős: $\varepsilon =$ világos barnás-rózsaszín, $\omega =$ majdnem átlátszatlan sötétbarna; vagy $\varepsilon =$ szürkéssárga, $\omega =$ sötét, kávébarna.

Rutil-szemek előfordulása már nem gyakori. Még a II. sz. mintában aránylag többször lehetett megfigyelni. Sötét vöröses-mézsárgák; töredékek vagy orsószzerű oszloposkák. Pleochroizmus ritka: $\varepsilon =$ vöröses mézsárga, $\omega =$ világosabb gyantasárga.

Zirkon szemből csak néhány került tárgylencse elé. Kis, zömök oszlopok, töredékek. Néha a prizmaélek kivethetők. Zárványosak. Szintelenek, erős fénytöréssel, $c = c$.

Az *augit* szemecskéi nagyon ritkán fordulnak elő. Kis sötétzöld oszloposkák, a hasadás szembetűnő nyomaival, opak zárványokkal. $e:c = kb. 42-44^\circ$

Összefoglalás:

1. A megvizsgált pontusi homokminták szem nagysági összetétele és a közeli (ca. 1,5 km-nyire fekvő) kőzetek igen különböző elemzési eredményei alátámasztják azt a feltevést, hogy ez az üledéksorozat deltaképződmény.

2. Valószínű, hogy a mai térszint nagyrésztben a defláció alakította ki, a megvizsgált laza üledék azonban eredeti helyén van, mert a koptatottságnak legkisebb jele sem enged deflációs mozgásra következtetni.

3. Az ásványos összetételben aránylag nagy százalékban szereplő két elegyrész: a sztanolit és a disztén kétségen kívül a mellett bizonyít, hogy az üledék anyaga legnagyobb részt az Alpok metamorf kőzeteinek területéről származik.

(Készült a Kir. M. Pazmany Péter Tudományegyetem Ásvány-
kőzettani Intézetében.)

* * *

Die kleine ung. Tiefebene ist von jüngeren neogenen Sedimenten bedeckt. Der grösste Teil dieses Gebietes wurde nach Anschüttung des pontischen Meeres im levantischen Zeitalter denudiert. Diese Erosion hatten die von Westen herabfließenden Urflüsse in jener Zeitperiode verursacht, als auch die Basalt-Vulkane im Transdanubien ihre Tätigkeit ausübten. Die nach NO ablaufenden Flusssysteme schichteten später auf der denudierten Oberfläche mächtige Schotterdecken auf, die heute vom östlichen Fusse der Alpen am ganzen nördlichen Teile des Transdanubiens anzufinden sind. Das südlichste Glied des Urflusssystemes war der Ur-Zala-Fluss, mit einer Flussrichtung von SW nach NO. Später, am Anfange des Pleitozäns, entwickelte sich der heutige Zala-Fluss dadurch, dass vom Balaton-See her eine Captur entstand, die einen Teil der Wassermenge des Ur-Zalaflusses in der heutigen Flussrichtung, von N nach S ableitete. Südlich von dieser Captur ist keine besondere Denudation mehr zu beobachten, das Terrain besteht aus 200—300 m hohen Hügeln von pontischem Sande.

Die untersuchten Sande lieferten die Aufschlüsse am rechten Ufer des Flusses, zwischen den Gemeinden Araucd und Zalaszentgrót. (Siehe Kartenskizze, Fig. 60.).

Über die mechanische Zusammensetzung der besprochenen Sande berichten die Tabellen auf Seite 283 u 284 und Figur 61. Die einzelnen Werte wurden mittels Sieb- und Pipettenmethode bestimmt. Die Resultate weisen darauf, dass die untersuchten Sande typischen Deltaablagerungen angehören, die aus Sandeichten mit verschiedener Korngrösse und auch von Toneinlagerungen aufgebaut sind. Die mechanische Zusammensetzung solcher einer Toneinlagerung, bestimmt mit der Pipettenmethode in 0,005 Normal $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ Lösung, zeigt die Tabelle auf Seite 285 (ihre Summenlinie siehe Fig. 62. „a“-Kurve; die Kurve „b“ zeigt dagegen die mechanische Zusammensetzung desjenigen Sandes, in dem der Ton eingelagert ist.)

Die Ergebnisse der mineralogischen Untersuchung können folgend kurz zusammengefasst werden:

Die einzelnen Proben sind an Mineralarten nicht etwa reich, doch die Gemengteile charakteristisch. Die wichtigen Gemengteile, annähernd in Reihe ihrer Häufigkeit, sind folgende: Quarz, Feldspäte, Glimmern, Granat opake Erzen (Limonit, Magnetit) Staurolith, Disthen, Hornblende, Epidot, Turmalin, Rutil, Zirkon, Anzit. Sehr wichtig scheint das relativ häufige Auftreten des Staurolith und Disthen zu sein. Messungen mit dem Integrationstisch ergaben, dass ihre prozentuelle Menge in der mit Bromoform separierten Fraktion beträgt:

Staurolith	— — — —	8,2%	} 12,8 0/0
Disthen	— — — —	4,6%	

Aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen kann also folgendes festgestellt werden: 1. Die mechanische Zusammensetzung und die Korngrösse ihre Abweichungen in benachbarten Fundstellen, sowie die Toneinlagerungen sprechen dafür, dass die Sande einer Deltaablagerung angehören. 2. Die heutige Oberfläche ist durch Deflation ausgeformt, doch die untersuchten Sande des Hügellandes befinden sich an Stelle der Sedimentation, denn die Abnutzung der Sandkörner zeigt keine Spuren einer Bewegung durch den Wind. 3. Die mineralogische Zusammensetzung, besonders das relativ häufige Auftreten von Staurolith und Disthen, beweisen zweifellos, dass das Gesteinsmaterial dieser transdanubischen Sedimente aus dem Gebiet der Alpen her stammt.

(Aus dem Mineral-petrogr. Institute der Königl. Ung. Petrus Pázmány Universität zu Budapest. 1935.)

* * *

IRODALOM — LITERATUR.

1. Barrel, J.: Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bull. Geol. Soc. Amer. 1912. 23.
2. Cholnoky J.: A Balaton hidrografiája. Bp. 1918. (A Balaton tud. tan. eredm. etc. I. k. II.)
3. Correns, W. C.: Die Sedimente der äquatorialen atlantischen Ozeans. (Wissenschaftl. Ergebn. d. deutschen Atlant. Expedition auf dem Forsch.- u. Vermessungs-Schiff „Meteor“.) Bd. III./ III. 1. A. 1935.
4. Edelman, C. H.: Diagen. Umwandl.-erscheinungen an detritischen Pyroxenen u. Amphibolen. Autoref. Fortschritte d. Min. Krist. etc. XVI. 67.
5. Edelman, C. H.: et Van Baren, F. A.: La pétrographie des sables de la Merse Néerlandaise. Sedimentpetrologische Onderzoekingen, II. (Mededeelingen van de Landbouwhoogeschool. Deel 39. Verhandeling 2.) Wageningen, 1935.
6. Ferenczi I.: Geomorf. tanulm. a Kismagyaralföld Déli öblébein. Földt. Közl. 54. K. 17.
7. Halaváts Gy.: A balatonmelléki pontusi korú rétegek tanulm. (A Balaton tud. tanulm. eredm. I. K. 1./1.)
8. Kéz A.: A balatoni medencék és a Zalavölgy. Term. Tud. Közl. Pótfüz. 1931. 63. k. 2—3. sz.
9. Larsen, E. S.: and Berman, H.: The microscopic determ. of the nonopaque minerals. 1934.

10. Lóczy L.: A Balaton környékének geol. képződm. stb. (A Balaton tud. tanulm. eredm. I. k. 1./1.)
11. Lőrenthey I.: Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek fannájához és sztratigráfiai ismeretéhez. (A Balaton tud. tanulm. eredm. I. k. 1./1.)
12. Sümeghy J.: Földtani megf. a Rába-Zala közé eső területről. Földt. Közl. 53. k. 18
13. Sümeghy J.: Zalaegerszeg környékének levantei korú képződm. Földt. Közl. 55. k. 217.
14. Trowbridge, A. C. and Shepard, F. P.: Sedimentation in Massachusetts Bay. Journ. of Sediment. Petrology, Vol. 2. 1932.
15. Wetzel, W.: Sedimentpetrographie. Fortsehr. d. Min. etc. VIII. 1923.

* * *

A JÓSVÁ PATAK FELSŐ VÖLGYÉNEK GEOLÓGIAI LEÍRÁSA.

Irta: *Jaskó Sándor*.*

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES OBEREN JÓSVÁ- TALS.

Von *S. Jaskó*.

A Gömör-Tornai mészkővidék nagyrészét Böckh H. (1) és Vitális J. (7) majdnem harminc évvel ezelőtt vette fel geológiaiilag. Sajnos csak az északi térképlapokat dolgozták fel, a karsztvidék 4665 sz. térképre eső részét már nem. Keleten esatlakozik hozzájuk Pálffy M. a Rudabányai hegységet leíró munkája (5). Dél felől, a sajátvölgyi neogén medence irányából pedig Schröter Z. haladt egész Jósvafőig, hogy kapcsolatba jusson a fent említett felvételekkel (6). Nevezett munkák nem ölelik fel az egész karsztvidéket, hanem egy nagyjából háromszög alakú, körülbelül 100 km² nagyságú terület; Jósvafő, Teresznye, Sziu és Petri közlégek vidéke, feldolgozatlanul maradt a felvételezett területek közé ékelve.

Erről a vidékről több, mint hatvan éve egyetlen feljegyzésünk sincs a geológiai irodalomban. Támpontot csupán Foetterle felvétele s rövid jelentéseinek idevonatkozó pár sora (2), valamint Hochstetter vázlatos utijegyzete (3) nyújt. Sziute meglepő tény, hogy esonkahazánk egyik geológiaiilag legérdekesebb és feltárásokban bővelkedő vidéke mostanáig geológiai szempontból ismeretlen.

* Előadta a Földtani Társulat 1935. okt. 2-i szakülésén.

A hiány pótlására Schréter Z. felvételéhez esatlakozva és feljegyzéseit követve**, a kérdéses területnek kb. egyharmadát bejártam és térképeztem 1935. nyarán. Munkám eredményéről a következőkben számolhatok be.

Alsó triasz.

A Jósya patak völgye alsó triasz képződményekben fejlődött ki. Petriből Jésvafő felé haladva az új országút bevágásaiban szinte megszakítás nélkül kitűnő feltárásban kereszteljük a réteg-sort öt kilométeres útszakaszon. Petri községből nyugat felé kiindulva werfeni rétegek lemezes, szilánkos mészkövet látjuk, melyre egységes kifejlődésű 200 m vastag agyagmárga települ. Ez többi fedőjében Jésvafő környékén nagy kiterjedésben campilli lemezes mészkövek települnek, helyenként kloritos, agyagpalás, betelepülésekkel s vastagságuk az 5–600 m-t is meghaladja.

a) *Szilánkos mészkő.* A seisi emelet legmélyebbnek ismert tagja a Petri Ny-i végén a malomnál jól feltárt, de a dél felé elterülő lapos dombok barna agyaga alól is több helyen előbukkanó, kalciterekkel átjárt, sziürke színű, lemezes, szilánkos mészkő, amely aránylag nyugodt települése ellenére is erősen metamorfizált kőzet. Igen apróra töredezett len ezkői szilánkokra esnek szét; helyenként ívesen görbült *Rhizocoralium*-szerű kalcitos erek hullanak ki belőle. A nagyobb kőzetdarabok réteglapjait a kőzetet átjáró erek hullámos esomóssá teszik.

b) *Agyagmárga.* Petritől 700 m-re Ny-ra az országúton, a szilánkos mészkő fedőjében egységes kifejlődésű agyagmárga települ. Kékessziürke, sárga és vörös padjait több kőfejtő tárja fel. A rétegfelületek olykor itt is esomóssak a különböző kőületnyomoktól, de a kőzetben semmi telér nincs s nem is töredezett úgy, mint a fekéje. Az országúttól É-ra széles ívalakban húvik a felszínre, dél felé a Domolaház hegyet valószínűleg telje-en ez alkotja (itt roszszak a feltárások); Petritől délkeletre is kibúvik néhány kisebb foltban. Jésvafő közelében még egyszer megjelenik az országút mentén a vörös agyagmárga, mely felső részeiben, sok muszkovitot tartalmazva, palás homokkőbe megy át.

A Jésvafő-Petri országút É-i oldalán levő kőfejtők sárgászöld márgájából Kerekes József egy, gyakornok úr több kőületet gyűjtött, melyekből Dr. Kutassz E. egy. m. tanár úr a következő fajokat határozta meg:* *Turbo rectocostatus* Hauser,

** Schréter Zoltán főgeológus úrnak ezúton is köszönetemet fejezem ki a bejárás megkezdésekor nyújtott értékes tanácsaiért.

* A gyűjtött kőületek feldolgozását Kutassz E. egy. magántanár úr volt szíves vállalni s a teljes kőületjegyzőket ő fogja leírni. Itt csak az eddigi meghatározott jellemzőbb és jobb megtartású alakokat említem meg szíves közlései nyomán.

és fekete színű, kalciterekkel főképpen átjárt mészkövek tartoznak *Gerrilleia mytiloides* Schloth., *Myophoria laevigata* Goldf., *Anodontophora fassaensis* Wisn.

c) *Lemezes mészkő*. Vékonyan rétegzett, lemezes, sötétszürke ide, melyek helyenként alárendelten kloritosodott szürke palákkal is gumós, barnásszürke, erősen agyagos márgákkal váltakoznak. Aránylag ez a rétegesoport a leggyűrtebb, a rétegek többhelyen élükön állnak, másutt kaotikusan összegyűrve, kis redőkben torlódtak egymásra. A lemezes mészkő jó feltárását a Jósva-fő-Petrii



Fig. 63. ábra. Partfalbevágás a Jósva-fő-Petri-i országút mentén. Lm = lemezes mészkő. Ap = agyagpala.

országút mentén találjuk meg kb. két kilométeres szakaszon, különösen a 200. és 191. magassági pontok táján, valamint Petritől ÉNy-ra a Magas-galya és a Hegytető déli lejtőjén, ahol nagy területen bukkanik a felszínre. Az országút 191-es pontjától északra az

átjáró kalcittelérek igen vastagok s a felszínen decimétert is meghaladó tejfehér mészpátdarabokat gyűjthetünk. Jósvafőn a falu déli szélén levő kőfejtőben másfélméteres agyagpala réteg települ a sötét lemezes mészkő közé. Hasonló agyagpalák előfordulnak a Láz-tető lejtőjén több helyen is, de mindenütt igen alárendelten. A 364-es háromszögelési pont nyergében, az Almás-szőlőbe vezető úton, a felszínen heverő fekete lemezes-mészkő darabjainak felületén rengeteg kőület mállott ki. Leggyakoribbak *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria Goldfussi* Alb., *Gerrillia mytilloides* Schloth. Nevezetes, hogy a *M. Goldfussi* már az auisusi emeletre utal, míg a többi kőületek a szittyá rétegek alakjai.

A campilli lemezes mészkő legalsó rétegeit padosabb, kissé lilás árnyalatú szürke mészkő rétegek alkotják 10—15 méteres vastagságban, helyenként bőve tartalmazva igen apró kőületeket. A lilásszürke mészkő váltakozó rétegekben megy át a seísi agyagmárgába.



Fig. 64. ábra. Jósvafő és a Tohányá-béce környéke. 1.—vörös agyag, 2.—forrásmészkő, 3.—középtriász fehér mészkő, 4.—középtriász (auisusi) sötétszürke mészkő, 5.—alsó triász (campilli) lemezes mészkő.

Középső triász.

Az alsó triász vékonyan rétegezett lemezes mészköveivel és paláival szemben a középső triászt igen vastagpados, gyakran alig felismerhető rétegzésű tömör mészkövek alkotják. Az alsó triász képződmények a völgyekben bukkannak napvilágra, a közép-triász mészkövek a magas fennsíkakat képezik. Ugy kifejlődésük, mint elterjedésük egységes és egyszerű. A zömét fehér mészkő képezi, helyenkint kristályos dolomit betelepülésekkel, a fekéiben vékonyabb rétegben barnássárga és sötétszürke mészkő telepszik, mely helyenként éles határ nélkül megy át a campilli lemezes mészkőbe.

1. Anisusi emelet.

a) *Vastagpados, sötétszürke mészkő.* A középső triasz legalsó tagja vastagpados, sötétszürke, olykor egész fekete mészkő. E képződmény legjobb feltárásait a Baradla-barlang jósuaíói ágában, valamint a bevezető mesterséges táróban látni. Itt a kőzet tömör, fehér mézspát erekkel átjárt, ritkán vékony fehér színű rétegek is települnek közé. A barlangbejárat előtt Schréter Z. (6) dolomitos részeket is talált benne. A kecsői völgy baloldalán északnak dülő rétegei vöröses fekete színűek. Az egyetlen kőüveget, egy hatalmas tömeges korall Jósuaíótól északra találtam benne. A Magas-galya oldalában pásztája megvékonyodik, olykor alig felismerhető. Jellegzetes vastag tömör padjai élesen elütnek az alsó triasz lemezes mészkőtől, de mint már előbb hangsúlyoztam, retghatárunk nem éles. Megnehezíti az elkülönítést az is, hogy a lemezes mészkőben, valószínűleg a közepe táján, hasonló, tömör, karsztosodásra hajlamos vastagpados részletek jelennek meg.

b) *Sárgásbarna mészkő.* A Magas-galya oldalában a 341-es magassági ponttól északra világos sárgásbarna színű, vékonyabban padozott, olykor kristályos mészkő jelenik meg. Kelet felé vékony sávban követhető a közép-triasz fehér mészkő fekjében. A 327-es pont körül ez fedi a dombtetőt. Az Almás-szöllő délkeleti oldalán közzettanilag teljesen hasonló, sok apró fekete színű kagylócskát, főképp *Myophoriákat* tartalmazó sárga mészkőrétegek települnek az alsótriasz lemezes mészkőve fölé. Az innen meghatározott fajok a következők: *Myophoria laevigata* Ziehl., *Myophoria laevigata* Ziehl. var. *elongata* Phil., *Gerrilleia mytilloides* Schlotth., *Gerrilleia Albertii* Goldf.

Recoaro mészkő. A középtriasz fehér mészkővének Schréter Z. (6) által kimutatott legalsó szintje nem különíthető el a fiatalabb tagoktól. Valószínűleg alárendeltebb kifejtődésű, mint Aggtelek környékén.

2. Ladin emelet.

a) *Diploporás mészkő.* A fehér és világosszürke mészkő legnagyobb része ide tartozik. Hatalmas, több száz méter vastagságú rétegsorozata összefüggően uralja a karsztfennsíkakat. Mészégetésre időszakosan fejtik kis gödrökben. Tömött, olykor teljesen padozatlan kőzet, szilánkosan törik. *Diploporák* fordulnak benne elő. Mindenütt erősen karsztosodott felületű, úgy, hogy a csapás, dőlés legtöbb helyen felismerhetetlen. A középtriasz fehér mészkőve a vidék tulajdonképeni karsztkőzete. A dolínák, barlangok, így az Aggteleki-barlang legnagyobb része, benne képződtek.

b) *Dolomit.* A fehér-világosszürke mészkőben keskeny lenesezerű dolomit betelepülések fordulnak elő. Jósuaíó közelében a Tóhanya bere 247-es pontja körül fehér színű, kristályos szemésés dolomit van. Északabbra a Nagyoldal-hegy tővében sárgás-szürke,

porló dolomit található. Itt kisebb gödrökben útépitéshez fejtik.

A különböző lelőhelyekről felsorolt fajok nem teljesen elegendők a pontos rétegtani taglaláshoz, de a szomszédos területek megfelelő képződményeivel összehasonlítva mégis elkülöníthetők almeletekre a triasz képződmények. Tekintetbe véve, hogy az egész Gömör-Tornai mészkővidékről alig 24 faj volt ismeretes, s területünkről pedig egyetlen kőületről sem tudtunk, azt hiszem a felsorolt néhány adat is fontos támpontot nyújthat a további kutatásokhoz.

Harmad és negyedkori fedőrétegek.

A triaszképződmények fedőjében helyenként fiatal rétegek jelennek meg. Leginkább az alapkőzet anyagának másodlagos felhalmozódásai. Nem vastagok, de eltakarva az alattuk levő rétegeket megnehezítik a hegyszerkezet felismerését.

Forrásmász a lemezes mészkő területén. Jószaftó környékén sárgás, szürkés mészkő fordul elő a felszínen nagy tömegben. Alsó részeiben a lemezes mészkő szegletes darabjait zárja magába. Feljebb erősen lyukaesos, néha sejtes szerkezetű. A csillogó kristá-

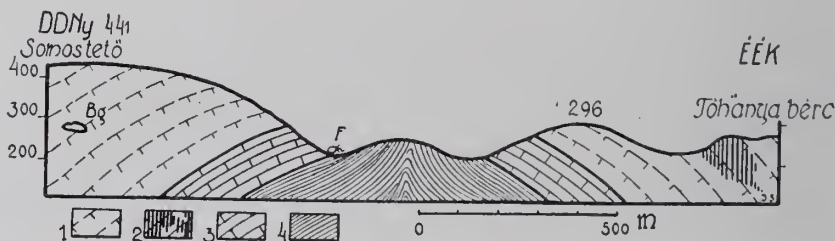


Fig. 66. ábra. 1 = középtriász fehér és világosszürke mészkő, 2 = dolomit (ladi), 3 = anisusi sötétszürke mészkő, 4 = campilli lemezes mészkő.

lyos alapanyagban, olykor ugyanevak kristályos tömegű, üregkitöltésnek látszanak. Mikroszkóp alatt ezek a részek finom kalcitkristálykák földes anyaggal szemeyezett halmazának ismerhetők fel. Bár a kőzet erősen likaesos, mégis ellentálló és helyenként nagy sziklákat alkot, s főleg a térszín alacsonyabb pontjain található, szabálytalanul elterülő foltokban. Rétegek szerinti közbetelepülésben sehol sem észleltem a lemezes mészkő között s bár kőület nem került elő belőle, hasonlóság alapján neogén képződménynek tartható. Lóczy L. ugyanis teljesen hasonló körülmények között

előforduló „Ranchwaacke”-szerű forrásmészkövet ír le a Balaton mentén előforduló lemezes mészkő tetejéről (4, 67. o.).

Pleisztocén terraszképződményeket a barlangbejárásthoz épített új autótűt bevágása tört fel több ponton. A rétegesen települt homok és kavics lerakódások valószínűleg a Baradlából hajdan ebben a szintben a napvilágra jutó barlangi patakok hordaléka gyanánt tekinthetők. A kavicstelep 255 m-es szintje pontosan meggyezik a barlang ma már szárazon álló jösvafői ágának fenék-magasságával. A Jósva völgyön lefelé kitünően követhető a pleisztocén terrasz, amely Petri felett 250 m magas és igen élesen előtűnik a terepből. Itt barna agyag borítja s kavics-hordalékot nem lehet észlelni.

Lösz. Petri környékén a völgy deli oldalán borítja az erdős lejtőket. Helyenként fokozatosan barna agyagba megy át.

Lőrös agyag (terra rossa) a karsztosodott területen helyenként tetemes vastagságban gyűlt össze. Schréter Z. (6) a benne talált bauxitdarabkák után a mélyedéseket feltöltő vörös agyagot krétakorúnak tartja. A nagyobb sík területeken a vörös agyagon földet művelnek.

Pleisztocén barna agyag takarja az Almás-szőlő északi lejtőjét, a Magas-galya oldalát s a Petri fölötti terraszokat. Mint vékony szakadozott lepel ledi el a pleisztocén térszint s gyakran fokozatosan löszbe vagy vörös agyagba megy át. Általában a vörös agyag a középtriász karsztosodó mészkövén, a barna agyag pedig az alsó triász lemezes mészkövein képződik, lösz délkeleten található, ahol a márgapala bukkanik nagyobb tömegben a felszínre.

Holocén. A Jósva patak lapályát átlag kétszáz méter széles alluviális feltöltés alkotja, mely vékony sávokban az oldalvölgyekbe is behúzódik. A meszes vízű patakok néhol mésztufát raknak le, így a Kecsői-völgyben, a megyehatárnál eredő bő karszforrás vize önmagaépítette mésztufagátón zuhog le. A lejtőtörmelék helyenként nagy tömegben halmozódik fel, így a Jösvafő-Szini országút 200-as pontjától északnyugatra fekvő útkavicsoláshoz ásott gödrök 6 m vastagságban tárják fel a lemezes mészkő rétegesen egymásrahalmazódott kavicsait.

Tektonikai megfigyelések.

Böckh H. (1) és Vitális I. (7) szerint a Szepes-Gömöri érchegység déli lejtőjét borító mészkőtakaró nagyjából NyDNy-KÉK-i csapású enyhe redőkké gyűrődött. A mészkőfennsík részletek széles, lapos szinklinálisok, míg a folyóvölgyek meredekebb s részleteiben erősebben gyűrű antiklinálisok mentén alakultak ki. Schréter (6) Aggtelek és Trizs között mutatott ki egy lapos szinklinális, mellyel az északon határos antiklinális a Jósva-völgyben lelte fel.

Egész területünk valóban egy hatalmas K-Ny-i irányú anti-

klinális részlete. Az antiklinális tengelye nem vízszintes, hanem enyhén nyugat felé tejt, úgy hogy a réteghatárok kelet felé mindig magasabb nivóba jutva a völgyoldalakon, a rétegekibúvások sávjai távolodnak egymástól s középea idősebb képződmények jutnak a felszínre. Az antiklinális keleti vége még kinyomozatlan, de valószínűnek tartom, hogy az általános nyugat felé való dőlés csupán a Bódva-völgy karbon kibúvásainál szűnik meg.

Az antiklinális széleihez kétoldalt egy-egy alárendelt szinklinális és antiklinális is csatlakozik. Éz a két párhuzamos oldalredő a völgyoldalakon, a felsők szélein húzódik és helyenként megszakad. Nagyjából beleilleszkedik a főtenhely irányába és néha igen meredek dőlésével a réteghatárok vonalának futását függetleníti a keresztvölgyek domborzatának eltérítő hatásától.

A sötét mészkő pásztája a jósvafői barlangbejárat közelében bukkaul fel a közép-triasz fehér mészköve alól és csakhamar kettéválva a lemezes mészkőnek ad helyet. Jósvafő nyugati szélein a kőzetpadok helyenként kaotikusan gyúrtek. A völgyön szelvényt fektetve keresztül (66. ábra) határozottan úgy látszik, mintha a nyugodtabb településű közép-triasz meszek takaróját mintegy át-dőfné a fedőrétegek alatt kis részleteiben kaotikusan összegyűrt, plasztikusabb lemezes mészkő.



Fig. 65. ábra. A Jósvavölgy Petrinél dél felől tekintve. t = pleisztocén terrasz, h = holocén völgy sík.

Jósvafő és az Almás-szöllő között jól feltárva észlelhető egy szabályos kis szinklinális. Deli fele félkörívben meghajlott, lapos antiklinális hullámon át kapcsolódik a vonulat szélének általános délnyugati dőlésébe. A Jósvafő-Aggteleki országút szerpentinje mellett észlelhető települési zavarok esetleg nyugati folytatását képezik ennek az alakulatnak. Az északi völgyoldalón húzódó oldalredő, Jósvafő közelében, a közép triasz fekete mészkövének

élére állított rétegeivel kezdődik. Itt is úgy látszik, mintha a gyűrítő erő a nyugodtabb takaró szélein meredekebben préselte volna fel a rétegeket, mint másutt. A karsztosodott felületű, olykor padozatlan középtriász fehér mészkőben a dőlés mérése sok helyen lehetetlen s így a település sem tisztázható teljes biztonsággal. A Magas-galya oldalában másfélkilométeres darabon összefüggően mutatatható ki egy széles és lapos szinklinális, melyet az alsó triász határán egy keskeny és igen meredek, olykor élére állított redő kísér.

Az antiklinális rendszer középső főredőjének tengelye jódarabon összeesik a Jósva patak futásvonalával s itt az alluviális takaró miatt nem tisztázható a boltozat közepének elrendeződése. A Jósva-Petrii országút 200-as pontjánál levő kanyarban emelkedő sziklák élére állított és kétoldalt meredéken divergáló rétegei, szintén azt mutatják, hogy nem boltozat, hanem felterlődés képezi az antiklinális közepét. Ezzel szemben Petri környékén a werfeni márgapalák és szilánkos mészkő elrendeződése szabályos kupola részletet alkot.

A rétegek településében diszkordancia nem mutatatható ki. A legmeredekebb helyzetű rétegek dőlése is egyenletesen esik a lankásabb rétegek felé. A lemezes mészkő az egymást keresztező völgyek torkolatában kaotikusan gyűrt. Ilyen helyeken néha pár méteres legyezők és egymáson átbuktatott kis takaróredők gyakoriak.

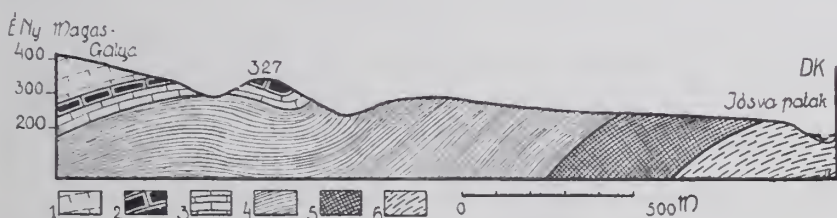


Fig. 67. ábra. 1 = Középtriász fehér és világosszürke mészkő, 2 = középtriász sárga mészkő, középtriász (anisusi) sötétszürke mészkő, 4 = campili lemezes mészkő. 5 = a. triász agyagmárga. 6 = a. triász szilánkos mészkő

A Jósva-völgy tektonikája gyűrődéses, de kimutatható utólagos töredezettség is. A vetők mentén a mozgás nem vertikális, hanem főképen horizontális irányban történt. A Baradla-jósva-fői tárójának falában igen jól észlelhető egy 45 fok alatt nyugatra dőlő vető fényes csuszamlási lapja. A barlang iránya egybeesik a vetővel s valószínűleg ennek mentén alakult ki. Feltételezhetjük, hogy a többi, nagyjából egyenes vonal mentén húzódó járat szintén ilyen módon preformáltatott. Jósva-főtől északra határozottan látszik a két völgyoldal rétegeinek eltolódása egy, ugyancsak észak-déli csapású, sík mentén. A Jósva-fő-Szini országút partbevágásában jól feltárva látjuk a vetőket. Némelyik fényes, har-

nisos felülete több négyzetméter darabon ki van bontva. Ezek a vetősíkok DNv és DK felé dőlnek. Nevezetesen a Bojamér patakjának beömlésénél az agyagmárga határon észlelt vető; ennek mentén úgy toldódtak el a rétegek, hogy a völgy tulsó oldalán a kőzet-határ eltávolodott s maga képezi folytatását a helyén maradt darabjának.

Egész területünk tehát a Gömör-Tornai mészkőfennsíkok gyűrődési rendszerébe tartozik. Az alsó Jósvavölgy és a tőle délre elterülő dombvidék további bejárása lesz hivatva eldönteni, hogy a redőrendszer hogyan simul a karbon rétegek keleten felbukkanó tömbjére és miképen megy át a Rudabányai hegység vetőkkel szét-darabolt rögesoportjába.

Készült a kir. m. Pázmány Péter tudományegyetem Földtani Intézetében.

* * *

Verfasser beschreibt den seit mehr als 65 Jahren in der geologischen Literatur unbeachteten Teil d. Gömör-Tornaer Karstlandschaft in Nordungarn. Die Werfener Schichten bestehen aus splittigem Kalkstein und Mergelschiefer; als oberstes Glied folgen dunkle, blättrige Campiller Kalke. Der mittlere Trias enthält dickbänkige, oft ungeschichtete Kalksteine, die das eigentliche Karstgestein der Landschaft darstellen. Die Mächtigkeit der Schichtgruppe beträgt mehrere hundert Meter. Neogene Deckbildungen sind: Süßwasserkalk, Terra-rossa und fluviale Terrassenablagerungen. Wie es die beigeschlossene Karte zeigt, bildete sich das Jósvatal längs einer steilen Antiklinale, an die sich zwei Nebenfalten anschließen. Die hohen Karstebenen entsprechen flachen und breiten Synklinalen. Spätere, untergeordnete Horizontalverschiebungen sind auch vorhanden.

IRODALOM — LITERATUR.

1. Böckh Hugo: Néhány adat a szilicei mészplató geológiájához. Földt. Int. Évi J. 1907-ről. 40 old.
2. Foersterle: Das Gebiet zwischen Forró, Nagyida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. Verhandl. d. K. K. Geol. R. A. Wien, Jahrg. 1868., pag. 276. — Vorlage d. Geol. Detailkarte d. Umgeb. v. Torna und Szendrő. Verhandl. d. K. K. Geol. R.-A., Jahrg. 1869., p. 147.
3. Hochstetter: Über die geol. Beschaffenheit d. Umgegend v. Edelény bei Miskolc in Ungarn. Jahrb. d. K. K. Geol. R.-A. Wien, Bd. VII., pag. 629. 1856.
4. id. Lőczy Lajos: A Balaton környékének geológiai képződményei. Budapest 1913.
5. Pálffy Mór: A rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. A M. Kir. Földt. Int. Évkönyve, XXVI. k. 2. f. 1924.
6. Schrétter Zoltán: Aggtelek környékének földtani viszonyai. Jelentés 1925—28. A M. kir. Földt. Int. Évi J. 1935.
7. Vitális István: A Bodva-Tornaköz körny. földt. viszonyai. A M. Kir. Földt. Int. Évi J. 1907-ről. 45. old.

A VASKÖI ANKERIT ÉS COSALIT.

Irta: *Dr. Tokody László* és *Farrinecz Gabor*

ANKERIT UND COSALIT VON VASKO.

von *L. Tokody* und *G. Farrinecz*

A vaskői cosalit előfordulását először *Locke* J. (3) ismertette, közölve annak kémiai elemzését. Ujabbán *Koch* S. (2) foglalkozott ezzel az érdekes ásvánnyal ugyanezek kémiai szempontból.

Vaskőn a cosalit sárgás színű karbonátban bennöve fordul elő. Kísérő ásványa a calcit, amely a felülről lapdús és változatos kifejlődésű kristályokban ismeretes. (7).

Az említett sárgás színű karbonát: ankerit, miként azt az alábbi elemzés bizonyítja.

CaO	29.09 %	519	} 483	} 1002
MgO	10.30	255		
FeO	15.74	219		
MnO	0.66	9		
CO ₂ (diff.)	43.81	995		995
Oldhatatlan	0.40			
	<u>100.00</u>			

vagy karbonátokban kifejezve:

CaCO ₃	51.93 %
MgCO ₃	21.54
FeCO ₃	25.38
MnCO ₃	1.07
	<u>99.92</u>

Elemző: *Farrinecz G.*

A vaskői ankerit tehát úgy *E. Borček* (1) régebbi, mint *Schoklitsch* (6) újabb nomenklaturája szerint is: normálankerit.

Az ankerit vaskos, durvaszemű kifejlődésben és kristályokban fordul elő. Leginkább sárga vagy sárgás-barna színű. Helyenkint fehéres, ez utóbbi néhol — foltokban — igen halvány rózsaszínű. A vaskos ankerit üregeiben ülnek az ankeritkristályok. Ezek egyszerűek, egyetlen kristályalakjuk az $r(10\bar{1}1)$. Az $r(10\bar{1}1)$ lapjai görbültek. A kristályok sárga vagy sárgásbarna színűek, gyöngyházfényűek.

Az ankeritre fennőve vagy annak üregeiben ülnek a fehér vagy halványsárga kaleitkristályok.

A cosalit az ankeritben bennőve jelenik meg. Rudas, oszlopos halmazokat alkot, de vastkosan, illetve szemecsesen is található. Kísérő ásványa a szabad szemmel nem látható kalkopirit (pirit?).

A fentiekben imertetett ásvány-társaság közelebbi vizsgálata vékonyesizsolat és érecesizsolat segítségével történt.

A vékonyesizsolat főleg az ankerit sajátosságainak megállapítására szolgált. Mikroszkóp alatt jól látszik a durva-zemű ankeritet alkotó romboederek lapjainak görbültsége. Az $r(10\bar{1}1)$ szerinti kitűnő hasadás a legtöbb kristályon felismerhető. Ikerlemezségesség nem figyelhető meg.

Az ólomszürke, fémfényű cosalit az ankeritben bennőve fordul elő, annak üregeit halmazok hasadékait vékonyabb-vastagabb teleceskék alakjában tölti ki. A már említett rudas, szemecses, illetve vastkos kifejlődése a vékonyesizsolatban szembeűnő.

Nagy ritkaságként a kalkopirit (pirit?) parányi, xenomorf szemecsei kísérték a cosalítot, szintén az ankeritben bennőve.

Az éremikroszkópiai vizsgálat megerősítette a vékonyesizsolatban észlelt megfigyeléseket.

Az ankerit kalkográfiai tanulmányozása lényegében ugyanazokhoz az eredményekhez vezetett, mint a vékonyesizsolaté. Azok kiegészítéséül azonban megjegyezzük, hogy az ankeritben belső reflexek léptek fel; továbbá, hogy az ankerit és cosalit közötti keménység-különbség élénken szembeűnt: a mikroszkóp tubusának súlyesztésekor a határukon fellépő fénysáv a lágyabb cosalítból a keményebb ankeritbe vonult.

A cosalit éremikroszkópiai sajátosságairól még csak igen kevés adatunk van. Általános kalkográfiai tulajdonságait *P. Ramdohr* (5) ismertette. A vaskői cosaliton *Papp F.* (4) végzett éremikroszkópiai vizsgálatokat.

A cosalit könnyen lényezhető.

Éremikroszkóp alatt élénk fehér színnel fénylik. Hasadás sem ekkor, sem a vékony esizsolatban nem figyelhető meg. Ikres összenövés nem észlelhető. A rudas kifejlődésű kristályok gyakran alkotnak párhuzamosan elrendezett nyalábokat.

Keresztezett nikolok alkalmazásakor igen gyenge anizotrópia mutatkozik. A bireflexió (reflexiós pleochroizmus) gyenge: nagyon halvány rózsaszín-szürkés fekete.

A szokott étető szerekkel, étetési kísérleteket végezve, a következőket állapíthatjuk meg.

HNO_3 (1:1) azonnali pezsgéssel oldja és hatására megfeketedik.

Conc. H_2SO_4 pillanatok alatt élénk pezsgéssel oldja és megfektíti. Fényét elveszti.

Conc. HCl-val kezelve, rövidesen sárga illetve barna lesz.

Conc. KOH-oldattal étetve, lassan megsárgul, később szürkés

sárga színt kap, majd halvány barna lesz. Néhány pere múlva zöldes és vöröses színben irizál. Fényét elveszti.

Conc. NaOH-oldat a cosalit színet rövid idő múlva sárgásbarnára változtatja, majd zöld, ibolyáskék és vörös színben irizálóvá lesz. Fényét elveszti. — A NaOH hatása általában egyezik a KOH-éval.

20% KCN változást nem okoz: negatív.

A szöveti sajátosságokat illetőleg utalunk a fentebb jelzett kifejlődésre.

A cosalit keletkezése Vaskőn kontaktpneumatolitikus folyamatokra vezethető vissza.

Az ankerit és cosalit szöveti sajátosságait tünteti fel a 69. ábra, melyen a keletkezési körülmények is jól láthatók.

A rendelkezésünkre álló anyagból a szokásos módszerekkel újabb elemzést készítve, a vaskői cosalit összetétele a következő:

	számított	talált	FeS ₂ és CuS		Pb ₂ Bi ₃ S ₂	
Pb	41.74 %	39.55 %	1909	—	1909	2.00
Cu	—	2.71	426	426	—	—
Fe	—	0.25	45	45	—	—
Bi	42.11	40.21	1924	1927	—	1927
Sb	—	0.04	3			
S	16.15	17.20	5363	516	4847	5.08
Oldhatatlan	—	0.74				
	100.00	100.70				

Fajsúly: $D_4^{20} = 6.63$

Elemző: Varrinecz G.

A fenti elemzést Loczka J. (3) illetve Koch S. (2) elemzési



Fig. 69. ábra. A vaskői cosalit (c) az ankerit (a) üregeit és hasadékait tölti ki. — In den Hohlräumen und Adern des Ankerites (a) kommt der Cosalit (c) vor.

adataival összehasonlítva, lényegesebb eltérést nem találunk. Az elemzésben kimutatott réz és vas a cosalit mellett ritkán megjelenő és mikroszkópikus kiesénységű kalkopirit (pirit?) kristályoktól származhatik. A rézről, minthogy stöchiometriailag felesleget jelent, feltételezhetjük, hogy mint cupriszulfid van feloldva az ólom-szulfobizmutitban.

Kalkopiritet – mely a vékonyesizolatban igen kis mennyiségben előfordult – az ércesizolatban nem sikerült találni.

A vizsgálati anyag szíves átengedéséért *Dr. Zimányi Károly* nemzeti múzeumi igazgató úrnak e helyen is hálás köszönetünket fejezzük ki.

(Kir. Magy. Pázmány Péter tudományegyetem ásvány-kőzettani intézetében készült dolgozat.)

* * *

Der Cosalit von Vaskő (Komitat Krassó-Szörény, Ungarn) kommt in einem gelblichen, an einigen Stellen weissen bzw. blaus-rosenroten Ankerit vor. In den Hohlräumen des dichten Ankerites sitzen gelbliche-bräunliche Ankeritrombeeder mit gekrümmten, perlmutterglänzenden Flächen. Der Ankerit wurde analysiert; die Ergebnisse sind in dem ungarischen Text mitgeteilt. Nach der Analyse ist er ein Normalankerit. Den Ankerit und Cosalit begleitet Calcit.

Die chalkographische Untersuchung des Cosalites führte zu folgenden Ergebnissen. Er ist leicht polierbar. Seine Ausbildung ist faserig, stengelig und derb. Keine Spaltbarkeit. Die bleigrünen, metallglänzenden Kristalle sind im auffallenden Licht leuchtend weiss. Ihre Anisotropie und Bireflexion (Reflexionsvermögen) ist sehr gering. Ätzerhalten: mit 1:1 HNO₃, conc. H₂SO₄, conc. HCl, conc. KOH und conc. NaOH positiv, mit 20% KCN negativ.

Der Cosalit wurde auch chemisch analysiert, die Analysenergebnisse sind im ungarischen Text angeführt.

Der Cosalit von Vaskő ist ein kontaktpneumatolithisches Gebilde.

In einem Dünnschliffe konnten neben im Ankerit eingewachsenen Cosalit einige Chalkopyrit (Pyrit?)-Körnchen beobachtet werden, diese wurden aber im Anschliffe nicht wieder aufgefunden. (Aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Pázmány Péter Universität zu Budapest.)

IRODALOM, = SCHRIFFTUM

1. E. Borický Über einige ankeritähnliche Minerale der silurischen Eisensteinlager u. der Kohlenformation Böhmens und über die chemische Konstitution der unter dem Namen Ankerit vereinigten Mineralsubstanzen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien. 1876. 26. Min. Mitt. p. 47.

2. Koch S.: Néhány bismut-ásvány Vaskőrői. Math. és term. tud. értesítő, 1930, 47. p. 222–223.
3. Loezka J.: Ásványelemzések. Math. és term. tud. értesítő, 1925, 42. p. 13–14.
4. Papp F.: Néhány bazai ére mikroszkopiai vizsgálata. Földtan. Közlöny, 1932, 62. p. 61.
5. H. Schneiderhöhn, P. Ramdohr: Lehrb. d. Erz-mikroskopie.
6. K. Schoklitsch: Beitrag zur Physiographie steirischer Karbonspäte. Zeitschr. f. Krist., 1935, 90. p. 433–445.
Berlin, 1931 II. Bd. p. 405–406.
7. Vendi Mária: Calcit Vaskőről, antimonit Horodlóról, gipsz Óbudáról és markasit Nemesvitáról. Földtani Közlöny, 1921–22, 51–52. p. 39–41.
— —: Kristálytani vizsgálatok magyarországi calcitokon. Math. és term. tud. közlemények, 1927, 36. p. 1–35.
— —: Újabb vizsgálatok krassószörényregyei calcitokon. Math. és term. tud. értesítő, 1930, 47. p. 97–104.
— — és Franzenau A.: Újabb adatok a magyarországi calcitok ismeretéhez. Math. és term. tud. értesítő, 1930, 47. p. 17.

MAGMAHASADÁSI ES ÉRINTKEZÉSI KÖZETEK SZARVASKÖRÖL.

Írták: *Szentpétery Zsigmond* és *Emszt Kálmán*.*

EINIGE DIFFERENTIATE UND ENDOMORPHE KONTAKT- GESTEINE VON SZARVASKÖ.

Von: S. v. *Szentpétery* und K. *Emszt*.**

Der im südlichen Teile des Bükkgebirges sich hinziehende Diabas–Gabbro-Zug ist wirklich eine unerschöpfliche Fundstätte der verschiedenen Gesteine. In den natürlichen Aufschlüssen des Gebirges und auch in den immer tiefer werdenden Steinbrüchen finden wir bei beinahe jedem Begehen neue, von hier noch nicht beschriebene Gesteine.

Herr Dr. K. Emszt, Oberdirektor für Versuchswesen, erfreute mich in neuerer Zeit wieder mit der Analyse einiger solcher Gesteine, die aus meiner Sammlung vom Jahre 1930 stammen. Die Analysen habe ich nach den bei uns gebräuchlichen Methoden

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1935. évi november hó 6-i szakülésén.

** Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft am 6. November 1935.

berechnet und einige Berechnungsangaben teile ich auch neben den Analysendaten mit.

Quarzplagiopegmatit (Albitpegmatit). Das analysierte Exemplar stammt aus dem Szarvaskőer Újhatártal, wo wir seinen Gang zwischen Siroklápa und Tólapa aus dem Graben des Baches bis zur Lehne des Kisberges in Gabbrodiorit verfolgen können. Die grösste Dicke des Ganges beträgt einen halben m, seine Richtung ist im grossen ganzen OW-lich. Ein ähnlicher Gang kommt auch weiter oben vor.

Die Korngrösse der Gesteine des Ganges ist sehr verschieden: sie bestehen teilweise aus sehr grossen, manchmal 35 mm-igen, farblosen Quarz- und bis 15 mm anwachsenden, graulichweissen und hell gelblichgrauen Feldspatkörnern, teilweise aus viel kleineren, aber gleichmässigeren, 1—5 mm-igen Quarz-Feldspatkörnern. Der Gang ist an manchen Orten drusig. In den Drusen sitzen manchmal 14 mm-ige Bergkristalle, manchmal enden auch die Feldspate des Gesteins in den Drusen mit Kristallflächen.

Die Gesteine des Ganges sind mehr-minder kataklastisch. Die pegmatitische Verwebung ist nur teilweise, der gewöhnliche Zustand ist der, dass die pegmatitischen Teile und die nicht pegmatitischen Quarz- Feldspatkörner miteinander gemischt vorkommen. Die nähere Struktur der pegmatitischen Verwebung ist sehr mannigfaltig. Meistens ist der Feldspat der Grund und in diesem sind die bizarr geformten Quarzpartien zu finden, es kommt aber auch vor, dass in einem Teile des Pegmatitkorns der Feldspat herrscht, im anderen Teile mit stufenweisem Übergang der Quarz der Grund wird. Es kommt häufig vor, dass die von einander isothermen Quarzteile in mehreren Feldspatkristallen gleich orientiert sind.

Sowohl der im Pegmatit vorkommende, als auch der freie Plagioklas: *Albitoligoklas* und *Albit* ist immer zwillingsstreifig, manchmal besonders dicht streifig nach den Albit- und Periklin-Gesetzen, der Karlsbader Zwilling ist selten. Unter den nahe zu einander stehenden Plagioklasarten kommt auch die perthitische Verwachsung vor. Sowohl im Feldspat, als auch im Quarz sind viele winzige Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse vorhanden. Zu erwähnen ist noch der *Hämatit*, der *Limonit* in kleinen Haufen, der braune *Turmalin* in manchmal 3 mm-igen Kristallen, der *Chlorit* (Pemin), der *Epidot* (Pistazit). Der *Apatit* und der *Titanit* sind an manchen Stellen reichlich, an anderen gar nicht vorhanden. Das spezifische Gewicht des Gesteins ist im Mittel 2.602.

Originalanalyse:	Osann's Werte:	Niggli's Werte:	Amerikanische Werte:
SiO ₂ ... 80.83	s ... 85.76	si 600	Q 46.16
TiO ₂ ... 0.13	A ... 5.96	qz 352	or ... 0.61
Al ₂ O ₃ ... 10.87	C ... 0.29	al ... 47.5	ab ... 48.58
Fe ₂ O ₃ ... 0.61	F ... 1.21	fm ... 8.5	an ... 1.28
FeO ... 0.73	a ... 24	c ... 2	hy ... 0.74
MnO ... Spur	c ... 1	alk ... 42	mt ... 0.88
MgO ... 0.05	f ... 5	k ... 01	ilm ... 0.24
CaO ... 0.26	n ... 9.8	mg ... 0.06	C 0.84
Na ₂ O ... 5.75	Reihe ... "	Schn 2	l. 3. 1. 5.
K ₂ O ... 0.10	A:C:F ... 37.55	ti ... 0.7	
P ₂ O ₅ ... Spur	k ... 2.28	h 19.0	
+H ₂ O ... 0.79	l ... 0.53		
-H ₂ O ... 0.23	Becke's ξ η ζ θ_{00}		
100.35	Werte: 89 - 49 - 44 - 40		

Quarzplagioklasit. Dieses Gestein bildete in der Nordwand des Forgalmi-Steinbruches von Szarvaskő im Jahre 1930 einen ziemlich grossen hysterogenetischen Schlier, welcher aber in der zerrissenen Steinbruchwand schnell verschwunden ist. Der sichtbare, unregelmässige, viereckige Teil betrug ca. 6 m². Ähnliche Gesteine habe ich bis 1930 beinahe in jedem Jahr an verschiedenen Stellen des Steinbruchs gefunden.

Er ist ein im allgemeinen heller gefärbtes Gestein, mit sehr wechselnder Korngrösse, es gibt Stellen, wo diese nur 1 mm beträgt, es gibt Stellen, wo sie 10 mm-ig ist, es herrscht aber die 4-6 mm-ige Korngrösse vor. Gegen die Mitte des Schliers war ein derber Quarzteil, gegen die Ränder des Schliers aber ist der Plagioklasit fast ganz quarzfrei, wo sich wieder der Amphibol vermehrt hat. Seine Substanz ist vorherrschend (ca. 78%) *Plagioklas* (Ab₅₅-Ab₄₅) untergeordnet *Quarz* (ca. 15%). Zu diesen kommt ein wenig *Amphibol*, *Turmalin*, *Magnetit*, *Pennin*, minimaler *Titanit*, *Apatit*, *Zirkon* und *Rutil*. Das im allgemeinen kataklastische Gestein ist an einzelnen Stellen auch zerrieben. Diese grobmylonitischen Gesteine sind wahrhaftig porphyreklastisch. Häufig ist die drusige Struktur.

Der Quarz ist entweder ein mit dem Feldspat gleich xenomorpher Kristall, oder ein raumausfüllendes Korn zwischen den Feldspaten. Der Plagioklas ist immer Zwillings-, manchmal sehr dicht nach dem Albit-Periklingesetz zwillingsgitterig. Der Pennin kommt meistens in Haufen vor, manchmal kann man ihn aber in den inneren Teilen des Quarzes in eingewachsenen automorphen winzigen sechsseitigen Lamellen finden. Er ist also älter als der Quarz. Auch der Prehnit kommt in kleineren radialen Gruppen im Inneren der Quarzkörner vor. Bei der Zersetzung des Magnetits bildet sich auch Titanit. Der Turmalin ist braun und grün gefärbt und er ist immer isomorph zonar.

Der Mittelwert des spezifischen Gewichtes des analysierten Exemplars ist: 2.635.

Originalanalyse :	Osann's Werte :	Niggli's Werte :	Amerikanische Werte :
SiO ₂ ... 68.10	s ... 74.93	si ... 299	Q ... 20.70
TiO ₂ ... 0.25	A ... 7.49	qz ... +70	or ... —
Al ₂ O ₃ ... 16.54	C ... 2.66	al ... 42.5	ab ... 59.58
Fe ₂ O ₃ ... 2.99	F ... 4.24	fm ... 17	an ... 11.23
FeO ... 0.85	a ... 15.5	c ... 10.5	hy ... 3.08
MnO ... Spur	c ... 5.5	alk ... 30	hm ... 2.99
MgO ... 0.61	f ... 9	k ... 0.00	ru ... 0.25
CaO ... 2.26	n ... 10	mg ... 0.23	C ... 0.83
Na ₂ O ... 7.05	Reihe ... α	Schn ... 4	
K ₂ O ... Spur	Ac ₂ F ... 54.50	ti ... 0.8	1. 4. 2. 5.
P ₂ O ₅ ... Spur	k ... 1.39	h ... 14.8	
+H ₂ O ... 1.01	T ... 0.53		
—H ₂ O ... 0.20	Becke's ζ	η	ξ
		θ	ρ
99.86	Werte: — 72 — 53 — 40 — 8,8		

Lamprophyre-Schlierengang.. In der O-Seite des Forgalmi-Steinbruches kam im Jahre 1928 ein mächtiger Schlierengang an die Oberfläche, welchen man auch in zerrissenem und vielfach verworfenem Zustand in der Wand des Steinbruchs in einer bis 3 m zunehmenden Dicke verfolgen konnte. Am schönsten konnte man ihn im Jahre 1930 sehen, aber ich habe seine Spuren auch noch im Jahre 1933 im Fundament des SG-lichen Teiles des Steinbruches gefunden.

Die Gesteine dieses beträchtlichen Schlierenganges charakterisiert megaskopisch, dass sie dunkel gefärbt, ganz dicht oder feinkörnig sind und von vielen dünnen und dickeren graulichweissen, verschiedenen Aplit-Gängen (Plagiaplit, Quarzdioritaplit, Dioritaplit usw.) und sogar auch von pegmatitischen Gängen durchschnitten werden. Das herrschende Gesteinsmaterial des Schlierenganges entspricht am besten der Zusammensetzung des *Amphibol-spessartits*, aber in mehreren Fällen und zwar in den äusseren Teilen sind sie vom Typus des *Amphibolodinitis*; in den Nähe der aplitischen Gänge kommen auch Teile vom *Biotitkersantit*-Typus vor. Die Teile vom kersantitischen Typus begleiten die aplitischen Gänge manchmal an beiden Seiten. Es ist ein seltener Fall, dass der Spessartit selbst mit den Gängen in Berührung kommt. Die Lamprophyre von verschiedenem Typus übergehen stufenweise in einander.

Das analysierte Exemplar stammt aus dem Teil, in welchem der Spessartittypus vorherrscht. Es ist ein körniges oder holokrystallin porphyrisches Gestein und besteht wesentlich aus den Lamellen von *Labradorandesin* und *Andesin* (Ab₆₀-Ab₃₂) und aus den oft xenomorphen Prismen des grünlichen *Amphibols*, zu wel-

chem sich noch verhältnismässig viel *Titanomagnetit*, *Ilmenit*, *Rutil*, *Titanit*, sich stellenweise vermehrender *Biotit* und *Apatit*, sehr wenig *Calcit*, *Quarz* und *Zirkon* gesellen.

Bei der körnigen Ausbildung ist der Plagioklas oft eine zonare, zwillingsstreifige breite Lamelle, zum Teil eine ältere Ausscheidung als der manchmal verzwilligte grünlichbraune Amphibol. Bei der porphyrischen Entwicklung besteht die Grundmasse aus einem Filz des vorwiegend herrschenden grünlichbraunen Amphibols und sehr untergeordneten und häufig ziemlich zeretzten Plagioklases; unter den porphyrischen Mineralen herrschen die Labradorkristalle vor, sehr gering ist die Menge des Amphibols, hier und da kommen auch scharf kristallförmige aktinolithische und uraltische Pseudomorphosen vor, die ursprünglich vielleicht Augitkristalle gewesen sind. Die Form wenigstens spricht für dies. Das Eisenerz ist in den porphyrischen Arten sehr klein, in den körnigen kommt es in viel grösseren Kristallen vor, bei der Zersetzung scheidet immer viel Titanit aus. Der sehr sporadisch Quarz und der Calcit bilden wasserklare, raumausfüllende Körner. Ganz unregelmässig ist das Auftreten des Biotits und des Apatits.

Das analysierte Stück ist beinahe ganz biotitfrei, wenn man sich aber den kersantitischen Teilen nähert, wird der rötlichbraune Biotit allmählich herrschend; der Kersantit selbst ist amphibolfrei. Die Menge des Apatits ist im Spesartit normal, während sie an den Grenzen der Aplitzgänge stark zunimmt; seine Kristalle sind gewöhnlich sehr klein, manchmal aber auffallend gross.

Die Korngrösse des analysierten Gesteins ist bei der körnigen Ausbildung durchschnittlich 0.6 mm, bei der porphyrischen sinkt die Grundmasse auch bis 0.1 mm, aber sie ist immer holokristallin. Das mittl. spez. Gewicht des Gesteins ist 2.917.

Originalanalyse:	Osann's Werte:	Niggli's Werte:	Amerikanische Werte:
SiO ₂ ... 47.61	s ... 58.49	si ... 130	Q ... 4.64
TiO ₂ ... 5.13	A ... 3.98	qz ... —8	or ... 2.06
Al ₂ O ₃ ... 13.69	C ... 5.17	al ... 22	ab ... 28.66
Fe ₂ O ₃ ... 2.72	F ... 23.03	fm ... 47.5	an ... 21.07
FeO ... 11.85	a ... 3.5	c ... 21	hy ... 15.99
MnO ... 0.21	c ... 5	alk ... 9.5	di ... 8.86
MgO ... 3.47	f ... 21.5	k ... 0.06	mt ... 3.94
CaO ... 7.27	n ... 9.3	mg ... 0.30	ilm ... 9.74
Na ₂ O ... 3.39	Reihe ... α	Schn ... 3.4	ap ... 0.86
K ₂ O ... 0.35	A: C ₂ F ... 57.25	li ... 22.0	ca ... 0.45
P ₂ O ₅ ... 0.39	k ... 1.02	p ... 0.4	
+H ₂ O ... 3.65		h ... 36.1	III. 5. 3. 5.
—H ₂ O ... 0.22	Becke's ξ		
CO ₂ ... 0.20	Werte: — 31 — 43 — 30 — 8.8		
	<u>99.95</u>		

Titanomagnetitgabbroperidotit. Eines der interessantesten Vorkommen der Szarvaskőer schlierigen Gabbromasse liegt im Aufschlusse des Majorbaches, wo man den Übergang des Gabbros und des Peridotits in einander sehen kann. Die Zusammensetzung der Gesteine verändert sich hier sehr schnell und sie enthalten sehr viel Eisenerz.

Das analysierte Exemplar stammt aus dem mittleren Abschnitt des Majorbaches; sein grösster Teil ist Gabbroperidotit, aber in einer Hälfte desselben ist auch ein feldspatfreier Peridotitteil enthalten, an dessen äusserem Rande man schon beinahe reines Eisenerz sehen kann. Die Analyse wurde aus dem Gabbroperidotitteil gefertigt.

In diesem schwärzlichen Gestein sind die glänzenden Feldspatkörner in grösserer Anzahl nur stellenweise sichtbar, aber nur das Mikroskop gibt ein gutes Bild davon, wie ungleich die Verteilung der Gemengteile ist. Es gibt Stellen, welche nur aus Feldspat, Titanomagnetit und Olivin bestehen. Diese manchmal trokolithartigen Teile besitzen die kleinste Korngrösse, sie sind durchschnittlich aus 0.5 mm-igen isometrischen Elementen aufgebaut. Der grösste Teil des Gesteins besteht vorherrschend aus *Diellag*, *Olivin*, *Augit*, *Plagioklas* und *Titanomagnetit*, zu welchen sich noch ein wenig brauner *Amphibol* und rötlichbrauner *Biotit*, minimaler *Pikotit* und *Apatit* gesellt. Die durchschnittliche Korngrösse beträgt 1.8 mm. Die volummetrische Zusammensetzung eines solchen Teiles ist: Diellag und Augit 35%, Olivin 18%, Plagioklas 24%, Titanomagnetit 14%, Amphibol, Biotit und sonst 9%. An anderen Stellen sammelt sich bald der eine, bald der andere Bestandteil an. Es gibt z. B. Teile, wo der Magnetit auch 39% erreicht und Stellen, wo der Olivin sogar 40% übersteigt. Aber besonders die Menge des Plagioklases ist grossen Schwankungen unterworfen, sie schwankt zwischen 0—60%.

Der Olivin bildet abgerundete Körner, der Diellag oft poikilitische xenomorphe Tafeln gerade so, wie der braune Amphibol, der manchmal nur als dünne Rinde auf einer grossen Stelle (manchmal 6 mm) sämtliche übrigen Mineralien umgibt. Die breiten Lamellen des Plagioklases ($Ab_{30} = Ab_{20}$) sind immer zwillingsstreifig. Der Titanomagnetit bildet abgerundete Körner, der Biotit manchmal auch automorphe Lamellen. Die Zersetzung ist sehr geringfügig. Bei der Zersetzung sämtlicher femischer Silikatminerale habe ich immer eine Titanit-Ausscheidung wahrgenommen: der meiste scheidet aus dem Biotit und aus dem Olivin aus. Der riesige Titansäuregehalt des Gesteins ist also nicht nur an das Eisenerz, sondern auch an die femischen Silikatminerale gebunden. Das mittl. spez. Gewicht des Gesteins ist: 3.392.

Originalanalyse :	Niggli's Werte :	Becke's Werte :
SiO ₂ ... 32.66	si ... 87	si ... 16
TiO ₂ ... 23.16	qz ... —21	qz ... 37
Al ₂ O ₃ ... 9.30	al ... 14.5	al ... 24
Fe ₂ O ₃ ... 6.34	fm ... 61	fo ... 8.8
FeO ... 14.98	c ... 22.5	
MnO ... 0.31	alk ... 2	
MgO ... 3.65	k00	
CaO ... 7.99	mg23	
Na ₂ O ... 0.77	Schn ... 3	
K ₂ O ... —	ti ... 46.1	
P ₂ O ₅ ... 0.15	p ... 0.1	
+H ₂ O ... 0.44	h ... 3.9	
—H ₂ O ... 0.11		
<u>99.86</u>		

Assimilativ-metamorphe Gesteine. Im Szarvaskőer Forgalmi Steinbruch sind auch vielerlei Kontakt- und durch Einschmelzung-metamorphosierte Gesteine anzutreffen. Die kalkigen, tonigen und sandigen Karbonsedimente haben infolge der Berührung mit der Gabbromasse vielerlei Umänderungen erlitten, aber unter der Wirkung des eingeschmolzenen Materials wurde auch die Zusammensetzung der Eruptivgesteine modifiziert. Aus der Reihe der letzteren hat Herr K. Emszt einige öfter vorkommende endomorphe Gesteine analysiert.

Diese Gesteine sind im allgemeinen viel dichter, als die nicht modifizierten Gesteine ihrer Umgebung. Manchmal sind sie ganz dicht, oft sind sie porphyrisch. Nur die Gesteine der hysterogenetischen Schlieren blieben manchmal auch trotz der Umänderungen grosskörnig. Charakteristisch ist auch, dass sie immer Granate enthalten, oft sogar sehr reichlich.

Granat enthält auch jenes aus einem hysterogenetischen Schlieren stammende Gestein, welches physiographisch dem *Biotitquarzdiorit* entspricht. Es ist hellgrau und durchschnittlich von 4 mm-iger Korngrösse, mit ziemlich vielen lebhaft gelblichbraunen, bis 7 mm anwachsenden Granatkristallen.

Es besteht wesentlich aus *Plagioklas* (Ab₇₅—Ab₂₅), *Biotit*, weniger *Quarz*, *Granat* und *Chlorit*, zu welchen sich noch *Calcit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*, *Rutil*, und *Titanit* gesellen. Der Plagioklas ist meist ein zwillingsstreifiges und zonares, isometrisches Korn oder eine breite Lamelle, welche sich der automorphen Gestalt nähert. Die xenomorphen Körner des Quarzes sind an manchen Stellen mit Calcit verwoben, aber oft verwachsen sie pegmatitisch auch mit den Randzonen der Feldspate. Der rostbraune, an manchen Stellen chokoladefarbene Biotit ist gewöhnlich siebartig durchlöchert und im allgemeinen stark runzelig. Der Feld-

spat ist häufig kaolinisch und serizitisch, der Biotit ist selten chloritisch. Der hell rosabraune, ganz isotrope Granat tritt meist in ein wenig abgerundeten $mO+mOm$ -Kombinationen auf, manchmal aber in ganz unregelmässigen kleinen Körnchen. Es charakterisieren ihn die Einschlüsse: Magnetit, Biotit, Calcit, Quarz usw., manchmal enthält er auch viele gelbe Flüssigkeitseinschlüsse. Manchmal fängt er an zu chloritisieren. Die überall sehr kleinen Kristalle des Magnetits zersetzen sich selten, immer bei reichlicher Titanitausecheidung, was übrigens gewöhnlich den zersetzenden Biotit begleitet. Die Verteilung des Apatits und des Zirkons ist ganz unregelmässig. Manchmal bilden sie auffallend grosse Kristalle. Erwähnenswert ist noch wenig Pistazit und Zoizit. Spez. Gewicht: 2.803.

Originalanalyse :							
SiO ₂ ...	53.25	FeO ...	11.81	Na ₂ O ...	3.56	+H ₂ O ...	3.21
TiO ₂ ...	2.20	MnO ...	0.19	K ₂ O ...	1.16	-H ₂ O ...	0.26
Al ₂ O ₃ ...	14.84	MgO ...	2.35	P ₂ O ₅ ...	0.21	CO ₂ ...	1.88
Fe ₂ O ₃ ...	0.12	CaO ...	4.71				99.75

Ein ebenfalls verbreiteter Typus ist jener endomorph Kontakte *Biotitdiorit*, welcher in schönster Entwicklung im unteren Südteile des Steinbruchs, nicht weit vom Karbonsediment vorkommt. Es ist viel dichter, als das vorige, ein dunkelbraunes Gestein von durchschnittlich 1 mm Korngrösse, aber es enthält bis 3 mm anwachsende lebhaft gelblichbraune Granatkörner sozusagen porphyrisch ausgeschieden. Ausserdem kann man in ihm frisch glitzernde, kleine Feldspatkörner und bronzefarbige Biotitlamellen sehen.

In seiner Zusammensetzung herrscht der *Plagioklas* ($Ab_{65} - Ab_{60}$) vor, dessen längliche Kristalle mit lamelligen oder leistenförmigen Durchschnitten immer Zwillinge und manchmal Zonar sind. Der lückenausfüllende Quarz ist in geringer Menge vorhanden, an manchen Stellen fehlt er ganz. Der *Biotit*, *Granat*, *Titanomagnetit*, *Ilmenit*, *Apatit*, *Zirkon*, *Rutil* und *Titanit* sind ganz ähnlich, wie im vorigen endomorphen Quarzdiorit. Im analysierten Gestein ist in kleineren Mengen, stellenweise auch in grösseren Haufen *Cordierit* zu finden, in durchschnittlich 30 μ -messenden, isometrisch viereckigen oder kurzen, lamellenförmigen Kristalldurchschnitten. Besonders zum Biotit gesellt er sich in grösserer Menge, manchmal bildet er im Biotit dicht eingesprengte Einschlüsse von beinahe gleicher Grösse, so, dass diese Biotitlamellen eine wahrhaftige Siebstruktur besitzen. In jedem Fall ist er ungewandelt, meist ist er pinitisch, selten ist er prasiolithisch. Bedeutend seltener ist der *Sillimanit*, welcher aus gehobenen Fäden bestehende, haarförmige Haufen, oder aus zergliederten, länglich spießartigen

Fasern bestehende Bündel bildet. In den grösseren Cordieritaggregate enthaltenden Gesteinsteilen kommen auch gut entwickelte *Muskovit*lamellen vor, die oft fächerförmige Aggregate bilden. In der Gesellschaft des Biotits kommen auch grössere *Pennin*lamellen vor.

Das mittl. spez. Gewicht des Gesteins ist: 2.872.

Originalanalyse:

SiO ₂ ... 52.75	FeO ... 9.80	N ₂ O ... 3.27	-H ₂ O ... 0.26
TiO ₂ ... 2.54	MnO ... 0.25	K ₂ O ... 1.39	CO ₂ ... 0.32
Al ₂ O ₃ ... 18.72	MgO ... 2.64	P ₂ O ₅ ... 0.18	100.45
Fe ₂ O ₃ ... 2.54	CaO ... 3.31	+H ₂ O ... 2.48	

Die gabbroidalen Gesteine des Forgalmi-Steinbruches werden gegen die Karbonsedimentdecke zu (Ton, kalkiger Ton, kalkiger Sandstein, Kalkstein usw.) immer dichter, besonders die granathältigen Gesteine. Der aus der Nordwand des Steinbruches, von neben dem Kontakt herstammende, analysierte eudomorphe *Gabbroäorit* ist megaskopisch ein graulichschwarzes, sehr dichtes Gestein, mit vielen Granatkörnern und wenigen grösseren Biotitlamellen.

Die Struktur ist veränderlich, vorherrschend körnig, an manchen Stellen aber porphyrisch: In der spilitartig divergentstrahligen, durchschnittlich 0.2 mm-igen Grundmasse liegen porphyrische *Plagioklase*, siebartige *Biotit*lamellen, *Pyroxen-* (Augit? Diallag?) Pseudomorphosen und *Granatkristalle*. Die grössten Granate und Biotitkristalle erreichen auch 3 mm, der Plagioklas höchstens 0.8 mm.

Sowohl unter den sehr kleinen, als auch unter den porphyrischen Kristallen habe ich *Andesin* (im Ab₂) bestimmt, der stellenweise ziemlich serizitisch, an anderen Stellen frisch, zonar und verzwilligt ist.

Der immer ganz isotrope *Granat* enthält mancherorts neben den sonstigen Einschlüssen viele automorphe Plagioklaslamellen, aber auch der restbranne Biotit viele Feldspateinschlüsse. Das ausfüllende Mineral der Pyroxenpseudomorphosen ist ein sehr blassgrüner, faseriger *Amphibol* und *Epidot*. Der *Titanomagnetit* vermehrt sich stellenweise sehr, bei seiner Zersetzung scheidet viel *Titanit* aus, ebenso auch aus dem *Biotit*. Der *Zirkon*, *Rutil* und *Apatit* sind normal, der *Epidot* häuft sich an manchen Stellen an. Hier und da sind reichlich pinitische Pseudomorphosen vorhanden, deren Gestalt und Erscheinung auf *Cordierit* verweist. Dünne *Prehnit*adern kommen an mehreren Stellen vor.

Das mittl. spez. Gewicht des Gesteins ist: 2.910.

Originalanalyse :			
SiO ₂ ... 45.86	FeO ... 5.40	Na ₂ O ... 2.25	-H ₂ O ... 0.21
TiO ₂ ... 3.82	MnO ... 0.17	K ₂ O ... 1.73	CO ₂ ... 0.38
Al ₂ O ₃ ... 20.27	MgO ... 4.41	P ₂ O ₅ ... 0.35	99.65
Fe ₂ O ₃ ... 7.66	CaO ... 3.26	+H ₂ O ... 3.88	

Neben dieser letzteren Stelle, aber überall bei der Berührung sind auch in der Karbonsedimentdecke sehr vielerlei Kontaktgesteine entstanden. Besonders sehr mannigfaltig sind die Glimmerhornfelse und die Granat-Cordieritgesteine. Das Studium dieser Kontaktgesteine wird in der Zukunft eine sehr dankbare Aufgabe sein.

ERKLÄRUNG ZUR TAFEL X.

1. Quarzplagiopogmatit, Ujbatártal. Die ganz hellen Teile sind Durchschnitte gleich auslöschender Quarzäste. + Nicol 60×.
2. Derselbe. Charakteristisches Strukturbild +Nic. 62×.
3. Kleinere und grössere Apatitkristalle und Turmalin an der Grenze von Spessartit und Plagioplit, Forgalmi-Steinbruch. || Nic. 60×.
4. Granat mit Feldspateinschlüssen aus dem endomorphen Biotitdiorit. Forgalmi-Steinbruch 1. Nic. 32×.
5. Endomorpher Biotitdiorit. Forgalmi-Steinbruch. Biotitkristalle mit Siebstruktur und pinitisiertem Cordierit-Kristallaggregat, 1 Nic. 54×.
6. Endomorpher Biotitquarzdiorit, Forgalmi-Steinbruch. Sillimanit-Bündel, neben zersetztem Biotit im Quarz. 1. Nic. 166×

ADATOK A KÁRPÁTOKON BELÜLI TERÜLET GRÁNITJAINAK ISMERETÉHEZ.

Irta: *Steinert* Katalin.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER INNERKARPATISCHEN GRANITE.

Von *Dr. K. Steinert*.

Den Stoff meiner Abhandlung übergab mir Herr Professor Dr. B. Mauritz, indem er mir liebenswürdig die in dem Mineral-Petr. Institut der Königl. Ung. Petrus Pázmány Universität, Budapest vorhandenen Proben der ungarischen Granite übergab. Diese Gesteine waren teilweise garnicht, teilweise unvollkommen

bestimmt, da die Untersuchung derselben noch damals geschah, als die mikroskopische Technik noch nicht ihre heutige Vollendung erreicht hatte und deshalb die mikroskopisch-optischen Untersuchungsmethoden unzulänglich waren.

Um einen leichteren Überblick zu gewinnen, gruppierete ich die untersuchten Gesteine folgend:

- A) *Pozsony-Dévény*. (Pressburg-Theben).
- B) *Zobor-Berg bei Nyitra* (Neutra).
- C) *Hohe Tatra*.
 1. Tátrafüred, Tarajka. (Schmecks, Kämmchen).
 2. Királyorr (Königsnase).
 3. Nagyszalóker-Spitze (Schlagendorferspitze).
 4. Hosszútó (Langer-See).
 5. Fehérvíz völgye. (Weisswassertal).
 6. Halastó und Tengersizem. (Fischsee, Meerauge).
- D) *Niedrige Tatra*.
 1. Magurka.
 2. Korytnica.
 3. Királyhegy (Königsberg).
- E) *Szepes-Gömörer-Erzgebirge*.
Dobsina (Dobschau).
- F) *Vepor-Gebirge*.
 1. Umgebung von Zlatnó.
 2. Lesonc.
- G) *Sopron*.
- H) *Fazekas-Boda-Morágyer-Gebirge*.
 - I) *Hegyes-Gebirge*.
Galsa.
 - J) *Krassó-Szörényer-Gebirge*.
Herkules-fürdő. (Herkules-Bad).
 - K) *Szemenik-Gebirge*.
Örményes.
 - L) *Aranyos-Gebirge*.
Umgebung von Duleo.
 - M) *Retyezál*.
 - N) *Szászsebeser Gebirge*.
Scheshely.
 - O) *Gyaluer Gebirge*.
 1. Vallye-Vince.
 2. Kelecel.

A) Pozsony-Dévény.

Das Pozsony-Dévényer Granitmassiv gehört zum Gebirge der Kleinen Karpaten. Es beginnt bei Pozsony-Dévény und zieht in der Richtung Szentgyörgy-Modor, indem es zwei gut begrenzte Massen bildet: die sogenannte Modorer oder nördliche- und die

Pozsonyer oder südliche Masse. Die Fachliteratur befasste sich wiederholt mit diesem Gestein. (Literaturverzeichnis am Schluss des Aufsatzes).

Petrographische Untersuchungen.

Der Granit von Pozsony-Dévény ist blass bläulich-gran. In dem klein- oder mittelkörnigen Gestein können wir makroskopisch weissen, oder grauen Feldspat, rauchgrauen Quarz, dunkelbraunschwärzlichen Biotit und silbergrauen Muskovit erkennen. Stellenweise zeigt dieser Granit auch Flecken von Limonit. Mikroskopisch ist die Struktur körnig-hypidiomorph. Die Gemengteile sind richtungslos angeordnet. Das Gestein war dynamischen Einwirkungen aufgesetzt, infolgedessen wahrscheinlich die primitiven Umsetzungen entstanden, die hauptsächlich an den Feldspaten sichtbar, doch auch bei den Biotiten nachweisbar sind. Neben gut erhaltenem Feldspat finden wir auch solche, bei denen der Umsetzungsprozess nur in der Mitte des Kristalls beginnt, dagegen sind andere schon ganz zu Sericit und Kaolin umgesetzt. Stellenweise ist die Umwandlung des Feldspates durch Epidot begleitet. Die zersetzten Feldspate sind undrehsichtig, ihre Zwillinglamellierung ist verwischt. Myrmekit und Kryptoperthit sind häufig. Feldspate, die solche Verwachsungen zeigen, sind immer gut erhalten.

Wesentliche Gemengteile. Vorherrschend ist *Plagioklas*: nach der Analyse von Richarz 47%. Seine länglichen Tafeln sind im mittelkörnigen Granit ca. 2.24—0.56 mm, im feinkörnigen ca. 1.47—0.42 mm gross. Albit-, Karlsbader- und Periklin Zwillinge sind häufig. Der α' -Brechungsexponent des Plagioklases stimmt mit dem des Kanadabalsams überein, dagegen ist γ' etwas grösser. Der mittlere Brechungsexponent: $\beta < \frac{\epsilon}{\omega}$, in \parallel Lage $\frac{\epsilon}{\omega} > \frac{\gamma'}{\alpha'}$

Die Albitlamellen sind sehr schmal. Die maximale Auslöschung \perp zu (010), in symmetrischer Zone ergab 3°—5°. Die Auslöschung der konjugierten Zwillinge

$$\begin{array}{ll} 1 \text{ und } 1' = \pm 6^\circ & 1 \text{ und } 1' = \pm 5^\circ \\ 2 \text{ „ } 2' = \pm 6^{1/2}^\circ & 2 \text{ „ } 2' = \pm 5^\circ \\ & 1 \text{ und } 1' = \pm 4^\circ \\ & 2 \text{ „ } 2' = \pm 4^{1/2}^\circ \end{array}$$

in Schliffen ungefähr senkrecht zu γ ergab: $\alpha'/P = +6^\circ$
in Schliffen ungefähr senkrecht zu α ergab: $\alpha'/M = +2^\circ$

Also sind die Plagioklase ihrer Art nach Oligoklase ($Ab_{80}An_{20}$).

Der Kalifeldspat (Orthoklas und Mikroklin) ist im Vergleich zum Plagioklas xenomorph. Laut Richarz enthält dieser Granit 18% Kalifeldspat, also mehr als die Tatra granite. Da der Brechungsexponent des Orthoklases kleiner ist, als der des Kanadabal-

sams, ist er leicht von den Plagioklasen zu unterscheiden. Karlsbader-Zwillingsbildung häufig. Korngrösse ca. 1.5–0.3 mm.

Zwillingslamellen des Mikroklins scharf und dünn, Anlöschung in Schliffen ca. \perp zu $\alpha = 88^\circ$; \perp zu $\gamma = 10^\circ$. Der Mikroclin ist besser erhalten als der Orthoklas oder Plagioklas. In manchen Schliffen ist er häufiger als der Orthoklas. Korngrösse im feinkörnigen Granit 1.19–0.28 mm, im mittelkörnigen 2.24–0.50 mm.

Menge des Quarzes laut Richarz 24%. In diesem Gestein kommt er vor: 1. als Ausfüllungsmasse zwischen den anderen Gemengteilen; 2. in myrmekitischer Verwachsung mit Feldspat (quartz vermiculé); 3. als Einschlüsse in Feldspaten. 1. Da der Quarz ein zuletzt ausgeschiedener Gemengteil des Granites ist, ist er allotriomorph. Die ca. 1.260–0.280 mm grossen, oft von Rissen durchzogenen Quarzkörner sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen und zeigen eine andulöse Auslöschung. Eine kataklastische Struktur, die in den Tétragraniten so häufig ist, war hier nicht nachweisbar. 2. Die Grösse des Myrmekit-Quarzes beträgt ca. 0.188–0.007 mm. Er ist wurmförmig gekrümmt, gebogen und manchmal tropfenförmig. Die einzelnen Teile oder wenigstens die, nebeneinander liegenden lösen gleichzeitig aus, gehören also zu einem Kristallindividuum. (Graber und Petraschek). 3. Als Einschlüsse kommt der Quarz in ca. 0.210 mm–0.007 mm grossen, abgerundeten, frischen Körnern im Feldspat, hauptsächlich im Mikroclin vor. Seltener ist er im Biotit.

Von den Glimmern ist der in ca. 1.540–0.088 mm grossen Tafeln oder in unregelmässigen Fetzen vorkommende *Biotit* vorherrschend: nach Richarz 8%. Er ist grösstenteils gut erhalten und zeigt nur selten als Umwandlungsprodukt Chlorit. Pleochroismus stark. Steht die Hauptzone \parallel zum Hauptschnitt des Nikols, so sind sie rot-brann, \perp hierzu mattgelb, $e : a = 9^\circ$. Der Charakter der Hauptzone ist negativ. Die Spaltungslinien des Biotits verlaufen wellenförmig. Kommt selten eine Zersetzung des Biotits oder nur einiger Lamellen zu Chlorit vor, so ist er grün, die Doppelbrechung schwach, der Pleochroismus stark, $e =$ gelblich, $a = b =$ grün, der Charakter der Hauptzone positiv. Die blaue Polarisationsfarbe zwischen gekrenzten Nikols weist darauf hin, dass der entstandene Chlorit Pennin ist. Selten kommt Biotit als Einschluss in Feldspat oder Quarz vor. Diese Einschlüsse sind im Quarz ca. 0.32–0.024 mm, im Plagioklas ca. 0.188 mm, im Orthoklas ca. 0.180–0.100 mm gross.

Muskevit ist seltener als Biotit und kommt mit letzterem in parallelen oder anderen Verwachsungen vor. Der Muskevit ist hier teils primär, teils sekundär als Sericit ausgebildet. Die Tafelchen des primären, farblosen Muskovits sind im mittelkörnigen Granit ca. 1.120–0.080 mm, im feinkörnigen ca. 0.91–0.042 mm gross.

Nebengemengteile.

Apatit findet man in Feldspat, Quarz und Glimmer als Einschlüsse, oder neben Biotit, als ob letzterer ihn bei der Kristallisierung mit sich zöge. Manchmal ist seine Menge beträchtlich. Als Einschlüsse ist er idiomorph. An den dünnen, am Ende abgerundeten Prismen kann man eine Spaltung nach (0001) beobachten. Die Grösse der Apatitkörner ist ca. 0.28—0.004 mm.

Die stark lichtbrechenden, farblosen, ca. 0.032—0.004 mm grossen *Zirkonkristalle* zeigen lebhaftere Interferenzfarben und kommen als Einschlüsse in Glimmer, Feldspat und mit pleochroitischen Höfen in Biotit vor.

Haarfeine *Trichiteinschlüsse*, die im Quarz und Biotit auftreten, schneiden sich unter einem Winkel von 60°. Sie konnten nicht näher bestimmt werden.

Die quantitative Menge der Eisenerze ist gering. Am häufigsten ist *Magnetit*. Die ca. 0.032—0.016 mm grossen Körner desselben begleiten die im Gestein auftretenden Risse, oder bilden Einschlüsse in Feldspat und Quarz.

Akzessorisch sind blutroter, ca. 0.280—0.032 mm grosser *Hämatit* und ca. 0.028—0.056 mm grosser *Pyrit*.

Sekundär entstandene Gemengteile. Die sek. entstandenen Mineralien sind grösstenteils Produkte der chemischen- und Kristallisations-Metamorphose (Judd). Allgemein entstand *Muskovit* (*Sericit*), der manchmal nur das Innere der Feldspate, manchmal aber dieselben ganz mit feinen, wirrschuppigen, ca. 0.160—0.004 mm grossen, faserigen Blättchen ausfüllt. Häufig kommt in den Feldspaten *Kaolin*, in feinschuppigen Aggregaten vor. Biotit und Plagioklas enthalten oft als Einschlüsse stark lichtbrechenden *Epidot*. Es ist teils ein *Pistacit*, da die Lichtbrechung stark die Polarisationsfarben hoch sind: $c : a = +3^\circ$. Pleochroismus schwach. $a =$ farblos, $b =$ hellgelb, $c =$ gelblichgrün. Neben *Pistacit* kommt in abgerundeten Körnern auch *Klinozoit* vor, dessen Pleochroismus schwach ist, und der auch im parallelen Licht keine vollständige Auslöschung gibt, sondern bei maximalem Dunkel an beiden Seiten eine blaue Farbe zeigt. $c : a = -3^\circ$. *Pennin* konnte ich nur in einem Dünnschliff feststellen. Hier entstand er durch den Umwandlungsprozess des Biotits zu Chlorit. Oft sind nur einzelne Lamellen von diesem Vorgang ergriffen. Doppelbrechung klein, Pleochroismus: $c =$ gelb, $a = b =$ grün. Der Charakter der Hauptzone „+“. Unter +Nic. zeigen sie ein Lavendelblau. Die Risse des Gesteins zeigen Limonitinfiltrationen. Lant R i e h a r z sind dieselben für den Dévényer Granit charakteristisch, dagegen behauptet T o b o r f f y, dass Limonit nur in gesprungenen, oder vor längerer Zeit abgebauten Blöcken erscheint, in welchen sich die zahlreichen Pyriteinschlüsse schnell zu Limonit umwandeln. Sek. entstand wahrscheinlich Hämatit, Pyrit sowie der in Feldspaten und Biotit als Einschlüsse vorkommende Quarz. Sek. ist auch der faserige *Lenkoxen*.

Zusammenfassung. Laut vorstehenden Untersuchungen sind die Pozsony-Dévényer Gesteine zweiglimmerige Granite, die in geringerem Masse mechanischen und chemischen Prozessen ausgesetzt waren.

B) Zobor-Berg bei Nyitra.

Das Gestein vom Zobor-Berg wurde im Jahre 1898 von F. Schafarzik beschrieben. Chemische Analysen desselben teilt n K. Emszt und A. Vendl mit. Neuerdings untersuchte es F. Papp.

Das mir zur Untersuchung überlassene Gestein sammelte Dr. J. Szabó. Es stammt aus dem Steinbruch am südwestlichen Abhang des Zobor-Berges. Dieser liegt 2 km von der Stadt Nyitra entfernt und steht seit 1860 in Betrieb. In dem grau-grünlichen Gestein sind makroskopisch weisser Feldspat, rauchgrauer Quarz und grosser, dunkler Biotit zu erkennen. Stellenweise zeigt es Flecke von Limonit. Mikroskopisch ist es körnig-hypidiomorph. Die Gemengteile zeigen richtungslose Anordnung.

Wesentliche Gemengteile.

Vorherrschend ist Plagioklas in ca. 4.48—0.56 mm grossen Tafeln. Häufig sind Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Der Plagioklas ist vollständig zu einer Kaolin-Sericit-Masse umgewandelt, in welcher stark lichtbrechender *Pistozit* und *Zoisit* vorkommt. Der mittlere Brechungsexponent des Plagioklases „ β “ ist grösser als „ ω “ des Quarzes und kleiner als „ ε “. Dagegen sind „ α “ und „ β “ grösser als der Brechungsexponent des Kanadabalsams. Die maximale Anlöschung der Albitlamellen in der zu (010) \perp symmetrischen Zone ergab $6^\circ - 7^\circ$. In einem Dünnschliff beinahe \perp zu „ γ “ ist $\alpha/P = 2^\circ$. Also ist der Plagioklas seiner Art nach ein $Ab_{75}An_{25}$ Oligoklas.

Der Quarz ist allotriomorph und bildet eine Ausfüllung zwischen den übrigen Gemengteilen. Seine ca. 2.1—0.420 mm grossen Körner haben gezackte Ränder. Anlöschung unzulös. Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen sind häufig.

Die Tafeln des ca. 1.610—0.49 mm grossen *Biotits* sind gut erhalten und haben einen zerfransten Rand. Die gerade verlaufenden Spaltungslinien sind gut zu erkennen. Pleochroismus: $c > b > a$. Liegt die Hauptzone \parallel dem Hauptdurchschnitt des Nic., so ist seine Farbe matt gelblich-grün, senkrecht dazu dunkelgrün. Stellenweise ist eine primitive *Chlorit*-bildung zu erkennen. Biotitläppchen in einer Grösse von ca. 0.140—0.084 mm bilden Einschlüsse im Plagioklas.

Nebengemengteile:

Apatit in ca. 0.042—0.016 mm grossen, idiomorphen, sechseckigen Kristallen kommt als Einschlüsse im Plagioklas, Quarz und Glimmer vor. Stark lichtbrechende, farblose *Zirkon*-kristalle.

ca. 0.042—0.014 mm gross, sind als Einschlüsse im Quarz, Plagioklas und Biotit zu erkennen.

Magnetit ist im ganzen Gestein in ca. 0.098—0.112 mm grossen Körnern verstreut, die oft von einem braunen Hof umgeben sind. *Titaneisen* (Ilmenit) kommt in ca. 0.560—0.420 mm grossen Körnern vor. Als *akz. Gemengteil* findet man primären *Titanit* in Plagioklas als Einschluss, oder zwischen den Biotitfasern in idiomorphen, ca. 0.728—0.280 mm grossen Individuen. Zwillingslamellen und Spaltungsrisse nach dem Prisma sind gut zu erkennen. Ein Pleochroismus kann nicht wahrgenommen werden: $a:c=39^\circ$

Sekundäre Gemengteile: Als Umwandlungsprodukt der Feldspate erscheint eine Masse von *Kaolin-Serizit*. *Epidot* in ca. 0.120—0.060 mm grossen Körnern findet man hauptsächlich in Plagioklasen, oder in den Lesser als diese erhaltenen Biotiten. Es ist teilweise *Pistazit*, dessen Lichtbrechung stark ist. Polarisationfarben lebhaft, Pleochroismus schwach; $c:a=+3^\circ$. In den Plagioklasen ist der Epidot teilweise auch *Zoisit*, dessen Lichtbrechung an die des Apatits gemahnt. Die Risse der Mineralien sind durch *Limonit-Infiltrationen* gefärbt. Seltener ist *Pyrit*, in ca. 0.112—0.070 mm grossen, formlosen Körnern. Sek. entstand wahrscheinlich auch der in Plagioklasen als Einschluss vorkommende *Quarz*, da die Umwandlung der Plagioklase mit einer SiO_2 -Ausscheidung verbunden ist. Stk. ist auch, wenigstens teilweise das *Eisenoxyd*.

Zusammenfassung: Laut den vorstehenden petrographischen Untersuchungen und den chemischen Analysen von Aladár Vendl und Kálmán Emszt ist das Gestein des Zobor-Berges ein saurer Quarzglimmerdiorit, der einen Übergang zu den Granititen zeigt. Dies lässt der 6% Alkali-Gehalt und der verhältnismässig kleine (2.5%) Calciumgehalt vermuten. Die Umwandlung des Plagioklases, die unvollständige Auslöschung und Sprünge des Quarzes weisen auf eine Dynamometamorphose hin.

C) Die Hohe Tatra.

Das Gebiet der Hohen Tatra wurde wiederholt ausführlich beschrieben. In den letzten zwei Jahrzehnten untersuchten Krenz, Morozewicz, Jaskolski, Tokarski und Lengyel die Gesteine der Hohen Tatra.

1. Schmecks, Kämmchen. (Tátrafüred, Tarajka.)

Makroskopisch ist es ein mittelkörniges, graues, gut erhaltenes Gestein, das keine Schieferung erkennen lässt. Makroskopisch bestimmbare Gemengteile sind: zweierlei grauweisse Feldspate, dunkler Biotit, silbergrauer Muskovit und blaugrauer Quarz. Letzterer hat einen muscheligen Bruch. Mikroskopisch ist die Struktur des Gesteins körnig hypidiomorph.

Wesentliche Gemengteile: Von allen Gemengteilen ist der *Plagioklas* vorherrschend. Er kommt in unregelmässigen Formen, ohne jeden Idiomorphismus vor. Grössenteils ist er nach der „c“

Achse gestreckt. Seine Grösse ist ca. 2.1 mm—0.420 mm. Oft ist er zertrümmert und von einer Kaolin-Sericit Masse durchsetzt. Der Umwandlungsprozess beginnt in der Mitte der Kristalle und dringt zum Rande vor. Albit-, Periklin- und Karlsbader Zwillinge sind häufig. Die Albitlamellen sind sehr schmal. Ihre Lichtbrechung nach Becke's Methode in Krentzstellung $\omega \lesssim \gamma'$; $\epsilon > \alpha'$. Maximale Anlöschung in der symmetrischen Zone \perp zu (010) 6° — 7° . In zu „Z“ Leinahe senkrechten Dünnschliffen $\alpha'P = 3^\circ$ — 2.5° . Ihrer Art nach gehören sie zum Oligoklas ($Ab_{75}An_{25}$).

Die Menge des Plagioklases ist kleiner als die des *Orthoklases*. Die Individuen des letzteren sind xenomorph und haben eine Grösse von ca. 2.160—0.420 mm. Da sie eine chemische Umbildung zu Sericit und Kaolin erlitten, büssten sie teilweise ihre Durchsichtigkeit ein. Kryptoperthit und Myrmekit sind selten. *Quarz* ist als 1. Anfüllungsmasse, 2. in Myrmekit-Verwachsung und 3. als Einsprengling zu finden. 1. In der Grundmasse bildet er grössere, zusammenhängende Gruppen. Grösse der einzelnen Individuen ca. 1.610—0.070 mm, sie sind kataklastisch und die grösseren zeigen eine unvollständige Anlöschung. Ihr Rand ist oft verzahnt. Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen oder unbeweglichen Libellen sind häufig. 2. Im Myrmekit ist der Quarz wurmförmig gekrümmt und ca. 0.140—0.007 mm gross. 3. Im Feldspat kommt er in runden, ca. 0.126—1.035 mm grossen Körnern vor.

Der wichtigste, farbige Gemengteil der Tatra-Granite ist der *Biotit*. Die Platten haben einen ausgefransten Rand, sind ca. 0.980—0.252 mm gross, oft grün getönt und epidotisiert, doch zeigen die die gewöhnlichen Interferenzfarben des Biotits. Pleochroismus stark: $c > b > a$. U. d. M. zeigt er dunkelbraun, wenn seine Hauptzone parallel zum Hauptdurchschnitt des Nic. liegt und gelb, wenn er hierzu senkrecht steht; $e : a = 0'$. Die Spaltungslinien verlaufen in geraden Strichen.

Muskovit ist weniger als Biotit. Die ausgefransten, ca. 0.700—0.070 mm grossen Platten sind oft mit dem Biotit parallel, oder senkrecht verwachsen.

Nebengemengteile. Am wichtigsten ist *Ilmenit*, der im ganzen Gestein verstreut vorkommt. Auf seine Anwesenheit kann man auch vom *Titanit* und *Leukoxen* schliessen. In gleich grosser Menge kommt auch *Magnetit* vor, der meistens im Umkreis des Biotits in ca. 0.098—0.007 mm grossen Körnern auftritt. Selten ist im Feldspat und Quarz ein ca. 0.028—0.006 mm grosser idiomorpher *Apatit*. Im Glimmer und Quarz ist als Einsprengling in dünnen, spitzigen, scharf umgrenzten, idiomorphen Kristallen auch *Zirkon* zu erkennen. In Quarz vorkommende Trichite konnten nicht näher bestimmt werden.

Akzessorisch ist *Hämatit* in ca. 0.070—0.007 mm grossen Schuppen oder viereckigen Kristallen.

Sekundär entstandene Gemengteile. Infolge der Umwandlung der Feldspate entstand *Sericit-Kaolin*. Wichtig ist auch *Pistazit*, der sich aus Biotit bildete. Sein Pleochroismus ist schwach: $a =$ farblos, $c =$ gelblich-grün, $c : a = 3^\circ$. Sek. ist höchstwahrscheinlich auch ein Teil des *Muskovits*, der *Eisenoxyde*, sowie auch der in stark lichtbrechenden, ca. 0.140–0.028 mm grossen Körnern auftretende *Titanit* und der *Leukoxeu*.

2. Königsnase. (Királyorr.)

Makroskopisch sind weisser Feldspat, grauer Quarz und schwarzgrüner Biotit zu erkennen. Das ganze Gestein ist von einer graulich-braunen Verwitterungskruste bedeckt. Mikroskopisch ist die Struktur des Gesteins körnig-hypidiomorph.

Wesentliche Gemengteile. Plagioklas herrscht vor. Er tritt in zerbrochenen, ca. 2.100–0.770 mm grossen, oft nach der „c“ Achse gestreckten Individuen auf. Neben gut erhaltenen Feldspaten finden wir auch weniger gut erhaltene. Neben häufig vorkommenden Albitzwillingen gibt es auch Periklin- und Karlsbader Zwillinge. Die Albitlamellen sind sehr dicht und oft ganz, oder teilweise mit Sericitschuppen bedeckt. Der Brechungsindex α' und γ' ist grösser als der des Kanadabalsams. In senkrechter Lage nach der Methode Becke's: $\omega > \alpha'$ und $\varepsilon > \gamma'$. Die maximale Auslöschung der konjugierten Zwillinge: 1 und 1' = $\pm 7^\circ$ 2 und 2' = $\pm 6'5''$.

Also ist der Plagioklas seiner Art nach ein $Ab_{75}An_{25}$ *Oligoklas*.

Die *Orthoklase* (ca. 1.61–0.42 μ m gross) sind im Verhältnis zu den Plagioklasen xenomorph und von vielen Rissen durchsetzt. Sie sind teilweise, oder ganz von einer Masse aus *Sericit-Kaolin* bedeckt.

Die ca. 0.24–0.028 mm grossen, stärker als die Feldspate zerbrechenden Individuen des *Quarzes* sind xenomorph und erscheinen als Ausfüllungsmasse zwischen den anderen Gemengteilen. Sie sind typisch kontaklastisch und löschen unzulös aus.

Die ca. 0.980–0.420 mm grossen Tafeln des *Biotits* sind grünlich-braun. Er ist Lepidomelan, da $c =$ grünlich-braun, $a =$ hellbraun, $c : a = 0^\circ$. Liegt die Hauptzone \parallel zum Hauptschnitte des Nic., so ist er grünlichbraun, senkrecht dazu gelb. Die Spaltungslinien verlaufen gerade. Einige Biotite haben ihre charakterische Farbe eingebüsst, sie sind chloritisiert. Oft sind nur einzelne Lamellen von diesem Vorgange ergriffen. Solche Lamellen sind unter \perp Nic. lavendelblau. Gleichzeitig mit diesem Vorgange entstand *Epidot* und *Eisenerz*. Selten ist im Biotit ein *Sagenit Gitter* zu erkennen.

Muskovit ist weniger als Biotit. In den länglichen, ca. 0.420–0.140 mm grossen, schmalen Täfelchen verlaufen die Spaltungslinien unzulös.

Nebengemengteile. Im ganzen Gestein kommen in Körnern verstreut, hauptsächlich aber neben Biotit *Magnetit* und *Ilmenit* vor. Idiomorphe, ca. 0.032–0.004 mm grosse *Zirkon*-kristalle sind

Einsprenglinge in Plagioklas und Quarz. *Apatit* in ca. 0,224–0,014 mm grossen, idiomorphen Kristallen erscheint in Feldspat, Quarz und selten in Biotit. Das im Chlorit auftretende Sagenit-Gitter und die im Quarz als Einschlüsse vorkommenden, dunklen Trichite sind wahrscheinlich *Rutil*nadeln.

Sekundär entstand *Sericit-Kaolin* im Feldspat. Der Umwandlungsprozess beginnt immer im Innern des Feldspates und schreitet von hier aus dem Rande zu. Zwischen den Spaltungslinien des Biotits entstand *Epidot* $c : a = 3^{\circ}$ Pleochroismus schwach: $a =$ farblos, $c =$ gelblich grün. Dieses Gestein enthält mehr *Epidot*, als jenes vom Tarajka und Tátrafüred. Die Körner des wasserhellen, farblosen, an *Apatit* gemahnenden *Zoisits* haben eine Grösse von ca. 0,450–0,112 mm. *Pennin* entstand bei der Chloritisierung des Biotits und ist gut durch seine lavendelblaue Farbe zu erkennen. $a =$ grün, $c =$ gelb, $a : c = 0^{\circ}$. Der stellenweise vorkommende *Titanit* entstand aus *Ilmenit*. Vom grauen, feinkörnigem Grunde heben sich die Leisten des Ilmenits scharf hervor, die von dem Umsetzungsprozess unberührt blieben. Der Titanit ist ca. 0,238–0,112 mm gross. Sek. ist auch ein Teil der *Eisenoxyde*.

3. Granit von der Mitte der Schlagendorferspitze

(*Nagy-szolóki-esücs*).

Makroskopisch ist in dem mittelkörnigen Gestein weisser Feldspat, schwarzer Biotit und silbergrauer Muskovit zu erkennen. Stellenweise sind die Feldspate konzentriert. In dem Gestein ist die Verwitterung schon mit unbewaffnetem Auge gut zu erkennen, da das selbe mit einer mehrlartigen Verwitterungsschicht bedeckt ist und überall grüne Verwitterungsflecke zeigt. Mikroskopisch sind die Gemengteile richtungslos angeordnet, die Struktur ist körnig-hypidiororph. Die Feldspate sind zertrümmert und lösen sich unzulänglich aus. Der Umwandlungsprozess beginnt auch hier in der Mitte der Kristalle und schreitet dem Rande zu.

Wesentliche Gemengteile. Vorherrschend ist ca. 1,260–0,280 mm grosser *Plagioklas*, der stark zu *Kaolin* und *Sericit* umgesetzt ist. Ausser Albitzwillingen sind auch Karlsbader- und Periklin-Zwillinge häufig. Wegen dem Umsetzungsprozess sind die Albitlamellen oft kaum zu erkennen. Der Brechungsindex des Plagioklases: α' ist kleiner als ε des Quarzes, γ' ist ca. gleich mit ω des Quarzes.

Die maximale Anlöschung in der symmetrischen, zu (010) \perp Zone = $61,2^{\circ}$. Der Plagioklas ist also seiner Art nach ein Oligoklas ($Al_{75}An_{25}$). *Orthoklas* ist weniger als Plagioklas und im Vergleich zu diesem xenomorph. *Mikroklin* und Feldspat in Perthit-Verwachsung ist häufig. Die Grösse des ersteren ist ca. 1,19–0,700 mm, des letzteren ca. 2,38–1,400 mm. Der ca. 0,700–0,014 mm grosse *Quarz* ist allotriomorph und hat viele Risse, sein Rand ist oft gezahnt. Er ist reich an Trichiten und Flüssigkeitseinschlüssen, deren Li-

bellen sich bewegen, oder stillstehen. Die grösseren Individuen löschen undulös aus. Seltener ist Quarz in Feldspaten, in ca. 0.182—0.056 mm grossen Körnern. Die *Biotit*tafeln, ca. 0.720—0.210 mm gross, sind gut erhalten. Der Rand ist ausgefranst. Sie enthalten oft *Zirkon*kristalle, die mit dunklen, pleochroitischen Höfen umgeben sind. Der Pleochroismus ist stark $c > b > a$. Liegt die Hauptzone des Biotits \parallel zum Hauptschnitt des Nic., so ist er dunkelbraun, hierzu \perp matt gelblich braun. $a : c = 0^\circ$. Es ist also ein *Lepidomelan*. Manchmal zeigen einige Lamellen eine Umwandlung zu grünem Chlorit. Diese sind zwischen gekreuzten Nic. lavendelblau, $c =$ gelb, $a =$ grün, $c : a = 0^\circ$. Es ist also *Pennin*. Zugleich entstand auch *Epidot*, der zwischen den Lamellen des Biotits in Häufchen zu finden ist. Er ist *Pistazit*, da die Körner eine starke Lichtbrechung zeigen und der Pleochroismus schwach ist: $a =$ gelb, $c =$ grünlich-gelb, $c : a = 3^\circ$. Die Glimmertäfelchen zeigen oft einen Rand aus Magnetitkörnern. Der ca. 0.630—0.119 mm grosse *Muskovit* ist gut erhalten. Seine Menge ist weniger als die des Biotits, mit dem er manchmal parallel verwachsen ist. Die Spaltungsrisse verlaufen ungerade. In Feldspaten kommt er auch als Einsprengling vor.

Sekundäre Gemengteile: Magnetit in ca. 0.140—0.028 mm grossen Körnern findet man neben Biotit. Der ca. 0.032—0.008 mm grosse *Zirkon* ist idiomorph, scharf begrenzt und kommt mit dunklen, pleochroitischen Höfen in Quarz, Feldspat als Einsprengling vor. Wenig *Apalit* (ca. 0.182—0.168 mm gross) ist in der Grundmasse zu finden. Die in Quarz vorkommenden, dünnen Trichite (wahrscheinlich *Rutil*) konnten nicht näher bestimmt werden. Akzessorisch sind blutrote, ca. 0.028—0.014 mm grosse *Hämatit*schüppchen.

Sekundär entstand *Sericit-Kaolin*, *Epidot*, *Pennin*, ein Teil der *Eisenoxyde* und der als Einsprengling vorkommende *Quarz*.

Zusammenfassung: Laut den petrographischen Untersuchungen ist das Gestein von Tátrafüred (Schmecks), Tarajka (Kämmchen), Királyorr (Königsnase), Nagyszalóki-esücs (Schlagendorfer Spitze) ein Zweiglimmergranit, der eine dynamische und statische Metamorphose erlitt.

4. Granit von der Gegend des Lajos-See's (Hosszútó).

Das Gestein sammelte Dr. J. Szabó im Jahre 1877.

Makroskopisch kann man grossen, weissen Feldspat, dunklen Biotit und weissen Muskovit unterscheiden. Die Feldspate sind stellenweise konzentriert angeordnet.

Mikroskopisch ist die Struktur körnig hypidiomorph. Die Gemengteile sind richtungslos angeordnet. Das Gestein ist epidotisiert, die Feldspate sind von einer Sericit-Kaolin Masse bedeckt. Am besten sind Myrmekit, Perthit und Mikroclin erhalten.

Wesentliche Gemengteile. Vorherrschend ist der ca. 2.24—0.560 mm grosse *Plagioklas*. Albitzwillinge sind häufig. Ausserdem gibt

es oft Karlsbader Zwillinge. Die Zwillinglamellen sind oft von einer *Sericit-Kaolin* Masse bedeckt. Der Brechungsindex des Kanadabalsams ist kleiner als α' und γ' . Die maximale Auslöschung in der symmetr. zu (010) \perp Zone $\pm 10^\circ$. In einem Dünnschliff \perp zu c war die Auslöschung -4° . Also ist der Plagioklas seiner Art nach ein Oligoklas-Andesin ($Ag_{70}An_{30}$).

Die Individuen des ca. 1.450–0.630 mm grossen *Orthoklases* haben viele Risse und sind allotriomorph. *Mikroklin* kommt häufig in ca. 2.940–0.570 mm grossen Kristallen vor, die immer gut erhalten sind. Das Mikroklingitter ist gut zu erkennen. *Quarz* erscheint: 1. durch und durch zerklüftet, kataklastisch, in ca. 1.54–0.028 mm grossen Individuen. Der Rand ist gezahnt. Die grösseren Körner lösen sich unzulässig aus. Sie sind reich an Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen. 2. In runden, ca. 0.210–0.070 mm grossen Körnern als Einsprengling im Feldspat. 3. Als Myrmekit-Quarz in Feldspat wurmförmig gekrümmt.

Die Platten des *Biotits* sind 0.490–0.098 mm gross. Pleochroismus stark: $c > b > a$; c = gelb, a = braun, $a : c = 0^\circ$. Also ist der Glimmer ein *Lepidomelan*. Alle Biotite zeigen einen beginnenden Umwandlungsprozess zu *Chlorit* und *Epidot*. Parallel mit dem Umwandlungsprozess wurden *Eisenerze* ausgeschieden, die am Rande des Biotits, oder als Einschlüsse in denselben auftreten. Der *Muskovit* ist am Rande zerfranst und ca. 1.400–0.098 mm gross. In diesem Gestein ist mehr Muskovit vorhanden als in den anderen Tâtraganiten. Oft ist er parallel mit Biotit verwachsen, doch kommt er auch \perp zu den Fasern des Biotits vor. Die Spaltungslinien verlaufen krumm. Die Auslöschung ist unzulässig. Manchmal kommen Muskovitschuppen in Feldspaten und Quarz als Einschlüsse vor.

Nebengeungteile. *Maquetit* ist in kleinen, ca. 0.238–0.028 mm grossen Körnchen im ganzen Gestein verstreut. Hauptsächlich findet man ihn aber am Rande des Biotits. *Ilmenit* konnte ich nicht bestimmt nachweisen. Der *Apatit* in ca. 0.280–0.210 mm grossen Individuen zeigt sich zwischen den Gemengteilen, oder auch in dünnen, ca. 0.068–0.004 mm grossen, nadelförmigen, idiomorphen Kristallen als Einsprengling in Feldspat, Biotit. Oft ist er im Biotit nur halb eingewachsen. Die grösseren *Epidote* sind reich an Einschlüssen. In Plagioklas, Biotit und Quarz gibt es auch ca. 0.052–0.004 mm grosse *Zirkoneinsprenglinge*.

Akzessorisch ist selten *Hämatit* in ca. 0.070–0.042 mm grossen Schuppen.

Sekundär entstand bei dem Umwandlungsprozess der Feldspate *Sericit* und *Kaolin*. Bei der Chloritisierung der Biotite bildete sich *Peunit*. Grösstenteils sind nur einzelne Lamellen von diesem Vorgang ergriffen. c = gelblichgrün, a = grün, $c : a = 0^\circ$. Oft entstand im Biotit auch in stark lichtbrechenden Körnern *Pi-*

stacit: $c =$ hellgelb, $a =$ grünlichgelb, $a : c = +3^\circ$. In kleinen Körnern gibt es Pistazit auch im Feldspat. Sekundär ist der Quarz als Einschluss und ein Teil der *Eisenerze*, sowie der in den Rissen vorkommende *Calcit*.

Zusammenfassung. Dieses Gestein kann als Übergang zu den Pegmatiten betrachtet werden. Hierauf verweist der Reichtum an Mikroklin, Myrmekeit und Muskovit.

5. *Granit aus dem Weisswassertal (Fehérvíz) vom Wege zum Grünen See (Zöld-tó).*

Makroskopisch ist es ein mittelkörniger Granit, der aus weissem Feldspat, grauem Quarz, viel dunklem Biotit und weissem Muskovit besteht. Mikroskopisch ist die Struktur des Gesteins körnig-hypidiomorph. Die Gemengteile sind richtungslos angeordnet.

Wesentliche Gemengteile. Vorherrschend sind 1.26—0.49 mm grosse *Plagioklase*, die mit *Sericit-Kaolin* bedeckt sind. Ausser Albitzwillingen sind Karlsbader- und Periklin-Zwillinge häufig. Die Lichtbrechung des Plagioklases: (nach der Methode Becke) α' . Lichtbrechung ist ca. übereinstimmend mit dem ε des Quarzes, dagegen ist α' Lichtbrechung kleiner als ω des Quarzes. Konjüngiert symmetrische Auslöschung

$$1 \text{ und } 1' = +3^\circ \quad 2 \text{ und } 2' = +2.5^\circ$$

Die maximale Auslöschung in einer zu (610) \perp symmetrischen Zone ist 6° — 7° . Also ist der Plagioklas ein Oligoklas ($\text{Ab}_{75}\text{An}_{25}$).

Der *Orthoklas* ist teilweise gut erhalten, teilweise zu *Sericit-Kaolin* umgebildet. Myrmekeit ist selten.

Die Individuen des ca. 1.680—0.028 mm grossen *Quarzes* sind allotriomorph und zertrümmert. Die grösseren Körner lösen sich undulös aus. Die ca. 0.840—0.220 mm grossen *Biotitplatten* haben einen zerfranstem Rand. Die Spaltungslinien sind gut sichtbar. Pleochroismus stark: $c > b > a$. $c =$ grünlichbraun, $a =$ gelb, $a : c = 0^\circ$. Liegt die Hauptzone des Biotits \parallel zum Hauptdurchschnitt des Nicols, so ist er dunkelgrünlichbraun, hierzu \perp gelb. Die *Zirkoneinschlüsse* haben hier keinen pleochroitischen Hof. Stellenweise ist der Biotit zu *Chlorit* und *Epidot* umgewandelt. Am Rande zeigen sich *Magnetitkörner*. Der *Muskovit* ist parallel mit Biotit verwachsen. Seine Platten sind ca. 0.480—0.040 mm gross und haben gefranste Ränder.

Nebengemengteile: Die *Magnetit-Ilmenit*-Körner sind 0.238—0.024 mm gross. Sie kommen hauptsächlich neben Biotit vor, doch sind sie auch im ganzen Gestein verstreut. Die idiomorphen, ca. 0.280—0.012 mm grossen *Apatitkristalle* sind häufig in Feldspat, Glimmer und Quarz. Die scharf begrenzten, ca. 0.042—0.007 mm grossen *Zirkonkristalle* zeigen eine starke Licht- und Doppelbrechung. Als Einschlüsse sind sie im Feldspat und Biotit verbreitet. Manchmal sieht man einander durchdringende *Zirkonnädelchen*.

Sekundär entstand *Sericit-Kaolin* durch den *Umwandlungs-*

prozess der Feldspate. Aus Biotit entstand *Chlorit*, bei dem $c =$ dunkelgrün, $a =$ hellgrün, $c : a = 0^\circ$ ist. Zugleich entstand bei diesem Umwandlungsprozess zwischen den Fasern des Biotits in stark lichtbrechenden, mattgelben Körnern *Pistacit*, $a =$ hellgelb, $c =$ citronengelb, $a : c = 2^\circ$. *Leukoxen* entstand aus *Huemit*. Sekundär ist auch in den Rissen des Gesteins die Infiltration von *Limonit*, ein Teil der *Eisenoxyde* und selten *Hämatit*.

Laut den petrographischen Untersuchungen ist dieses Gestein ein Zweiglimmer-Oligoklas-Granit, der eine dynamische und statische Metamorphose erlitt.

6. Granit von dem Gebiet zwischen dem Fischteich (Halastó) und Meerange (Tengerszem).

(Gesammelt von M. Róth.)

Dieses Gestein ist sehr hell, feinahe weiss. Makroskopisch kann man weissen Feldspat, weissgrauen Quarz und silbergrauen Muskovit erkennen. Im ganzen Gestein zeigt sich eine grünlich-gelbe Ader. Stellenweise gibt es grüne Flecken. Mikroskopisch ist die Struktur körnig-hypidiomorph, die Gemengteile sind richtungslos angeordnet. Die Feldspate sind zu einer Masse von Sericit-Kaolin umgesetzt. Myrmekit ist häufig.

Wesentliche Gemengteile. Plagioklas herrscht vor. Die Individuen sind ca. 1.26—0.420 mm gross. Ausser Albitzwillingen sind auch Karlsbader Zwillinge häufig. Die Albitlamellen verlaufen manchmal wellenartig, dies lässt vermuten, dass das Gestein einem grossen Gebirgsdruck ausgesetzt war. Der Brechungsexp. des Plagioklases: α' ist kleiner als der des Kanadabalsams, γ' ist etwas grösser. Die maximale Auslöschung in der symmetrischen, zu (010) \perp -en Zone ist -15° . In einem zu „c“ \perp -ten Schnitt ist $\alpha'/P = +16^\circ$. Also ist der Plagioklas ein *Aibit* ($Ab_{33}An_7$).

Orthoklas ist weniger als Plagioklas. Die allotriomorphen, ca. 1.82—0.350 mm grossen Individuen sind von Rissen durchsetzt. Der Quarz kommt: 1. in durch und durch zerbrochenen, allotriomorphen Individuen als letzte Anfüllungsmasse zwischen den anderen Gemengteilen vor. Die einzelnen, ca. 1.12—0.014 mm grossen Körner haben oft gezahnte Ränder. Die grossen Körner löschen undulös aus. In diesen sind reihenweise angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse (mit stehenden oder beweglichen Libellen) häufig. 2. findet man Quarz in ca. 0.112—0.070 mm grossen Körnern im Feldspat. 3. Wurmförmig gekümmert, ca. 0.040—0.004 mm gross im Myrmekit.

Die Menge des *Muskovits* ist verhältnismässig gering. In den schmalen, ca. 0.560—0.072 mm grossen Platten treten die Spaltungslinien scharf hervor. Neben Muskovit findet man manchmal auch kleinere *Chlorit*fasern. Dies lässt vermuten, dass der Muskovit eventuell aus Biotit entstand.

Nebengemengteile. Der *Apatit* kommt in langen, idiomorphen, ca. 0.112—0.014 mm grossen Kristallen, in Feldspat und Quarz vor. Ähnlich findet man den stark licht- und doppelbrechenden *Zirkon*, der ca. 0.098—0.014 mm gross ist. *Magnetit* in ca. 0.684—0.928 mm grossen Körnern ist häufig neben *Chlorit*fasern.

Sekundär entstand durch den Umwandlungsprozess des Feldspates eine Masse von *Sericit-Kaolin*. Nachträglich entstand auch der *Epidot*, der im ganzen Gestein, hauptsächlich jedoch neben Muskovit zu finden ist. Hieraus kann man schliessen, dass derselbe wahrscheinlich aus Biotit entstand. Der *Epidot* ist teilweise *Pistacit*, da $a = \text{gelb}$, $c = \text{grünlichgelb}$, $c : a = 3^\circ$ ist, und teilweise *Zoisit*, der eine anomale blaue Interferenzfarbe gibt. Sekundär sind auch die in Fasern vorkommenden, näher nicht zu bestimmenden *Chlorite*, sowie der ca. 0.098—0.014 mm grosse Pyrit u. wahrscheinlich ein Teil der *Eisenoxyde* und der im Feldspat als Einsprengling vorkommende *Quarz*.

Zusammenfassung. Laut vorstehenden petrographischen Untersuchungen ist dieser Granit ein Rosenbusch Alkali-Granit, der laut Morzewicz-Pawlicka nicht als eine selbständige Granitart zu betrachten ist, sondern zu den Pegmatiten gehört, die als Resultat der Differenzierung des primären Granitmagma's zu betrachten sind, obzwar sie von demselben Magmaherd stammen. Dieser Auffassung steht die Meinung von H. Rosenbusch, F. Becke und A. Osann gegenüber, die die Exklusivität der petrographischen Provinzen behaupten.

Aufrichtigen Dank schulde ich Herrn Professor Dr. Béla Mauritz, dem Direktor des Mineralogischen-Petrographischen Instituts der Petrus Pázmány Universität zu Budapest dafür, dass er mir Gesteine aus der Sammlung des Institutes zur Verfügung stellte und für seine wertvollen Ratschläge, mit denen er meine Untersuchungen unterstützte.

Dank schulde ich auch Herrn Professor Dr. N. Vendi, der mich in die mikroskopisch-optischen Untersuchungsmethoden einführte.

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Petrus Pázmány Universität Budapest.

HÓDALOM. — LITERATÜR.

Die Kleinen Karpaten.

1. Esmark: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat 1798.
2. Zipser: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuchs von Ungarn 1817.
3. Boudant: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, Paris, 1822.

4. G. A. Kenngott: Über die Gemengteile eines Granites aus der Nähe von Pressburg. Jahrb. d. g. R. A. 1851, III. f. 42, p.
5. Czjzek: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg des Laithag. birges und der Ruster-Berge. Jahrbuch der geol. R. A. 1852. IV. f. 35. p.
6. F. Foetterle: Geologische Aufnahmen im Nordw. Ungarn. Jahrb. d. g. R. A. 1853. IV. 850. p.
7. Pettkó J.: Jelentés Magyarországnak March folyóval határos részéről. Föld. Társ. Munkálatai I. k. 53. old.
8. G. Kornhuber: Granit und Diorit bei Pressburg. Sitzungsberichte des Vereins für Naturkunde in Pressburg 1857. 2. f. 7. old.
9. F. Foetterle: Geologische Karte von Nord-Ungarn. Jahrb. d. geol. R. A. X. köt.
10. D. Stur: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. g. R. A. 1860. 17—150.
11. F. Fr. v. Andrian u. K. M. Paul: Die geol. Verhältnisse der kl. Karpathen u. des angrenz. Landgeb. im nordw. Ungarn. Jahrb. d. geol. R. A. 1864. IV. f. 333.
12. Szabó J.: Geologia.
13. V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen 1903.
14. G. Pálffy—A. Schaffler: Gntachten über die am rechten und linken Ufer der Donau von Dévény bis Krecesdin aufgeschlossenen und untersuchten Steinbrüche. Földt. Int. Közl. 34. p. 503.
15. H. Beck und H. Vetter: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Ungarns. 1904. XV. k.
16. F. Schafarzik: Detaillierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. Budapest, 1909.
17. V. Uhlig: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Kaiserl. Akad. d. Wissensch. Math. naturw. Klasse. Band 116.
18. H. Hornsitzky: Die agrogeologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Kleinen Karpathen. Jahresbericht d. kgl. Ung. Geol. Anst. 1907. p. 141.
19. P. St. Richarz: Der südl. Teil der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. Jahrb. d. geol. R. A. 1908. 58. kötét, 1. füzet.
20. J. Morozevitz: Über die Tátraganite. Neues Jahrb. f. Min. Pal. und Geologie.
21. G. v. Tóborffy: Vorläufiger Bericht über ergänzende geologische Aufnahmen im nördlichen Teil der Kleinen Karpathen. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geologischen Anstalt 1915. p. 113.
22. G. v. Tóborffy: Vorläufiger Bericht über ergänzende Aufnahmen in der Südhälfte der Kleinen Karpathen und im Gebirge von Hainburg. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geologischen Anstalt. 1916. p. 123.

23. Z. v. Toborffy: Vorläufiger Bericht über meine petrographischen Beobachtungen in den Kleinen Karpathen. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. A. 1916. p. 134

Berg-Zobor.

24. Hauer: Geologische Übersichtskarte d. öst.-ung. Monarchie Jahrbuch d. K. K. geol. R. A. XIX, k, 485, old.
25. Szabó: Geológia.
26. F. Schafarzik: Über die industriell wichtigeren Gesteine des Comitatus Nyitra Jahresbericht der Kgl. Ung. Geolog. Anstalt. 1898.
27. F. Schafarzik: Detaillierte Mitteilungen über die auf dem Gebiete des ungarischen Reiches befindlichen Steinbrüche. Publikationen der Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt 1909.
28. Vendl A.—Emszt K.: Quarzdiorit von Zoborhegy (Kom. Nyitra) Jahresbericht d. kgl. Ung. Geol. Anst. 1913 p. 490.
29. Z. v. Toborffy: Die Granite und kristallinen Schiefer der Inovec-Zobor-Tribees- und Zjar-Gebirge (Aufnahmebericht 1917—18) Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt. 1917—24. p. 369.
30. St. Ferenczi: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt 1914. p. 235.
31. F. Papp: Beiträge zum Kenntnis der ungarischen Diorite. Földt. Közl. LV.

Tátra.

32. S. Staozie: Über die Geognosie der Karpathen etc. (Warschau).
33. A. Zipser: Versuch eines topographisch mineralogischen Handbuches von Ungarn 1817.
34. Boudant: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. Paris 1822.
35. Zenschner: Briefliche Mitteilung an die Redaktion des Jahrb. f. Min. etc. 1830. p. 74.
36. Über den Bau des Tatragebirges und der parallelen Hebnugen Verh. d. Min. Ges. St. Petersburg.
37. Beschreibung der plutonischen Gesteine der Tatra etc. Jahrb. d. Krakauer wissensch. Ges. 5. p. 342. (Polen.)
38. A. Streug: Beitrag zur Theorie der vulkanischen und plutonischen Gesteinsbildung. Poggenit. Ann. 90. p.
39. D. Stur: Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag u. Grauthale. Jahrb. d. k. u. k. geol. R. A. 18, k, 337—426, old.
40. D. Stur: Bericht über die geolog. Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra Jahrb. d. geol. R. A. 1860. 17—150, o.

41. Hauer: Geologische Übersichtskarte d. öst.-ung. Monarchie Jahrbuch d. K. K. geol. R. A. XIX. k. 485. old.
42. Hauer: Die Geologie der öst.-ung. Monarchie 1875. 89. old.
43. T. Roth S.: A Magas Tatra gránitjai. Földt. Közl. 4. köt. 1874.
44. T. Roth S.: Jegyzetek a Magas Tátrából. Földt. Közl. 8. köt. 1878. 280. old.
45. J. Morozewicz: Mikroskopische Beschreibung der eruptiven Gesteine Wolhyniens und der Tatrgranite Pann. Fizyogr. G. Warschau Polen.
46. Morozewicz: Verbreitung der Granite, Gneise und kristallinen Schiefer in der Tatra Ebenda.
47. V. Uhlig: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. geol. R. A. 1890, 40. kötet.
48. Szádeczky Gy.: A Magas Tatra gránitjairól. Természettud. Közl. Pótfüzet XXIV.
49. V. Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges Denkschr. d. Akad. Wien, 64—68. (1899).
50. L. Gorazdowski: Über die chemische Zusammensetzung der gesteinsbildenden Minerale der Tatra. Pann. Fizyogr. 15. Warschau (Polen).
51. Z. Weyberg: Beiträge zur Petrographie der kristallinen Achse der Tatra. Pann. tow. Tatez. (Denkschrift des Tatraveraines, 23. u. 24. Krakau (Polen), 1902.
52. V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. Wien p. 58. etc.
53. M. Lugeon: Les nappes de recouvrement de la Tatra etc. Bull. soc. Vand. des Sc. natur. 39, p. 1903.
54. V. Uhlig: Über Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Wiener Akad. 1907.
55. L. Sawiczki: Die jüngeren Krustenbewegungen in den Karpathen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1909. p. 61—117.
56. Morozewicz: Über den Granit der Karpathen. Denkschr. des XI. Kongr. poln Naturf. Krakau (Polen).
57. Morozewicz: Zur Mineralogie und Petrographie der Tatra Ref. im Neuen Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1913, I, B, 314.
58. Z. Weyberg: Materialien zur Erkenntnis der gesteinsbildender Glimmer Nachrichten der Warschauer Universität. Warschau. Ref. i. Neuen Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1912. I, B, 398,
59. W. Goetel: Sammelref. Mitteilungen der geol. Gesellsch. 1912.
60. S. Kreutz: Der Granat und Sillimanit führende Biotitschiefer in der Tatra. Bull. Intern. Acad. Sc. Crac. Juli 1913. Ref. im Neuen Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1917. 321. p.
61. W. Pawlica: Die Pegmatite der Tatra. Verhandl. d. Krakauer Akad. 53. Ser. A. p. 107. (Polen.)
62. C. Kuznár: Die sedimentären Gesteine der Tatra. Ebenda (1913. p. 131.)
63. Morozewicz: Über die Tatrgranite. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Festband 39,

64. Morózevics: Der Tatrageanit u. das Problem seiner techn. Verwendung. (Czasopismo techniczne. 1914. ref. im Neuen Jahr. f. Min. Geol. u. Pal, 316 old, 1917. I. k.
65. W. Pawlicza: Die nördl. kristalline Insel in der Tatra. Bull. Akad. Sc. Krakau, Math. nat., Kl. Ser. A. 52—76. old 2 Tab. 2 Taf. 1915. Ref. im Neuen Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1919.
66. P. Radzisevski: O granitach Karpaekich. Prace Polsk. Inst. Geol. Tom. I. Z. 1. Warszawa 1921.
67. I. Partsch: Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig, 1923.
68. S. Jaskolski: Les Amphibolites des Monts Tatra et leur origine. Bull. intern. de l'Acad. Polon. d. Scien, Craeowie 1924.
69. J. Tokarski: Granit z. Koscielka Makyo w. Tatrach, „Kosmos“. Czasopismo Pols. Towarz. Przys. nis Kopern R. L. R. 1925. Lwów.
70. E. Lengyel: Der genetische Zusammenhang zwischen den Graniten und Gneisen der Hohen Tatra. Acta Litt. ac. Scient. Tom. I. f. 1, Szeged, 1928.
71. E. Lengyel: Beiträge zur petrochemischen Kenntnis der Granite der Hohen Tatra. Földt. Közl. LXII. Budapest.
72. E. v. Lengyel, I. Finály u. T. Szelényi: Beiträge zur Petrographie der Hohen Tatra. II. Die Gesteine des Felkaer Tales. Acta chem. min. et phys. Tom. III. fasc. 1—2. p. 36—49. Szeged, 1933.

STÁJERORSZÁGI SLIR-FAUNA ÉS ÚJ ALAKJAI.

Irta: *Meznerics Ilona*.*

STEIERMÄRKISCHE SCHLIERFAUNA UND IHRE NEUEN FORMEN.

Von *Ilona Meznerics*.**

A stájerországi slir-képződmények rétegtani helyzete sokat vitatott, de máig sem tisztázott. A gráci Joanneum muzeum tulajdonát képezi e fajban gazdag és jómegtartású anyag. Sajátságos, hogy új fajai és új változata egyszersmind a faunának leggyakoribb elemei. A *Pecten (Chlamys) kautskyi* n. sp. 8 jobb illetőleg baloldali féltelkeője, az *Amussium (Variamussium) felsineum* For. nov.

* Előadatot a Magyarhoni Földtani Társulat 1935. május 1-i szakülésén.

** Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft am 1. Mai 1935.

var. *styriaco* 20, és a *Lima (Mantellina) labáni* n. sp. 50 példányá uralkodik a leveles, homokos, márgás megjelenésű slir-képződményben. A fauna — egyrészt a bécsi medence újonnan szétválasztott (Kantsky) helyét és torton alakjaival, másrészt az ausztriai és magyarországi helyét és torton fajokkal összevetve — erősen helyét jellemű, s a közettani sajátosság is a képződmény helyét kora mellett szól. A kérdés véglegesen csak jobban tisztázott rétegtani ismeretek (sztratigrafia) alapján dönthető el.

* * *

Die Frage der sogenannten „Schlierschichten“ des steierischen Beckens ist schon des öfteren behandelt, aber noch nicht gelöst worden. Das Fossilienmaterial des Schliers, eines der schönsten, wurde mir zur Bestimmung überlassen und gehört der Geologischen Abteilung des Steiermärkischen Landesmuseums Joanneum in Graz.

Das Gebiet, in dem dieses interessante Material gesammelt wurde, liegt in der Nähe von Marburg (Zone 19., Col. XIII.), Jahring, sowie die anschliessenden Fundorte: Pöllitschdorf, Pöllitschberg, Jäger, Jahringhof, Wolfberg, Gromberg, Rnesser, Gornik, Ferental, Sosmann, Bauer erstrecken sich N. bzw. NNO von Marburg; St. Leonhard und Repnik in den Windischen Büheln liegen östlich von Marburg.

Über die geologischen Verhältnisse des steierischen Beckens, bzw. der Windischen Bühel, berichteten uns die Arbeiten von V. Hilber (5, 6, 7), R. Hörnes (12), J. Sölich (24), und A. Winkler (32—37). Paläontologisch wurde das Material kritisch bisher noch nicht untersucht. In den Jahresberichten des Steiermärkischen Landesmuseums Joanneum (15) finden wir 15 Formen erwähnt, deren Zahl nun aber bedeutend vermehrt werden konnte und von denen viele sich als andere Arten erwiesen haben. Über die Foraminiferen der Windischen Bühel berichtet uns die Arbeit von R. Jaeger (14).

Das Material besteht aus einem meist grauen, glimmerigen sandigen, harten Mergel und Mergelschiefer mit mürberem mergeligem Sandstein, der aber eine geringere Rolle spielt. Es liessen sich innerhalb Mergel und Sandstein zahlreiche Übergänge beobachten. Der Mergel ist von zahlreichen marinen Cochylien und Foraminiferen, von *Meletta*-Schuppen erfüllt, die Sandsteinplatten bergen Landpflanzen. Die Lamellibranchiaten beherrschen die Fauna mit 37 gut bestimmbareren Arten, dagegen sind die Gastropoden nur mit 11 Arten vertreten. Ausserdem enthält das Material einige Arten Brachiopoden, Echiniden und viele lose Nadeln von Spongien und Echiniden. Im sandigen Ton kommen Einzelkorallen vor. Auch Ostracoden treten auf, sie gehören der Gruppe jener Formen an, die sich in der Tegel-, Sand-, Mergel und Leithakalkfazies in gleicher Häufigkeit zeigen. Was die Foraminiferenfauna anbelangt, wird diese bei genauerem Studium grösserer Schlamm-

rückstände sicherlich eine wesentliche Vergrößerung erfahren.

Die Bestimmung der Formen wurde an Hand der Literatur und der systematischen Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien durchgeführt.

Die Tabelle zeigt die Fauna des steierischen Schliers. Ausserdem kommen die folgenden Formen von Foraminiferen, Echinodermen und Brachiopoden vor:

<i>Textularia cf. mayeriana</i> d'Orb.	<i>Globigerina glomerata</i> Reuss.
<i>Textularia (Plecanina) abbreviatum</i> d'Orb.	<i>Globigerina abnormis</i> Hantk.
<i>Lingulina costata</i> d'Orb.	<i>Vaginulina badensis</i> d'Orb.
<i>Frondeularia annularis</i> d'Orb.	<i>Pulvinulina böncana</i> d'Orb.
<i>Cristellaria inornata</i> d'Orb.	<i>Pulvinulina schreibersi</i> d'Orb.
<i>Cristellaria clypeiformis</i> d'Orb.	<i>Amphistegina haueriana</i> d'Orb.
<i>Cristellaria calcor</i> L. var. <i>entrotata</i> d'Orb.	<i>Heterostegina simplex</i> d'Orb.
<i>Nodosaria bacillum</i> Defr.	<i>Brissopsis (Brissoma) ottinaugen-</i>
<i>Rotalia dütemplei</i> d'Orb.	<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.
<i>Rheopax incerta</i> Franz.	<i>sis</i> R. Hörn.
<i>Dentalia elegans</i> d'Orb.	<i>Schizaster laubei</i> R. Hörn.
<i>Dentalia badensis</i> d'Orb.	<i>Terebratulna macrescens</i> Dreg.
	<i>Terebratulula caput serpentis</i>
	Linn.
	<i>Megerleca oblita</i> Nisch.

Die Beschreibung der Arten nebst ausführlicher Literaturangabe erscheint in den Mitteilungen d. Naturwiss. Vereins von Steiermark.

Beschreibung der neuen Arten:

Pectinidae.

Amussium Klein, Bolten.

(*Variamussium* Sacco.)

Amussium (Variamussium) felsineum For. nov. var. *styriaca*. Fig. 3, 4, 5, 6.

Typus: *Pecten dnodecimlamellatus* (im Wiener Becken)

Hörnes: Foss. Moll. d. Wiener Beckens, II. p. 420.

Sacco: und Bellardi: I Molluschi dei ter. terz. del Piemonte etc. Bd. XXIV, p. 49. Taf. 14. Fig. 7—22.

Cossmann et Pevrot: Conch. Néogénique de l'Aquitaine. LXXVII, p. 108. Taf. 13. Fig. 5—7. Taf. 15; Fig. 24;—

Kautsky: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederöst. Miozäns. Annalen d. Nat. Hist. Mus. in Wien, Bd. 42, 1928.

Nov. var. *styriaca*.

Dünnshelige, kleine *Pecten*-Art, ca. 0.8 cm hoch, 1.0 cm breit. Sehr häufig im Mergel. Die Klappen sind sehr wenig ge-

wölbt. Die äussere Fläche der linken Klappe trägt Radialrippchen, die die Oberfläche dicht und regelmässig bedecken. Oft zeigt die Skulptur der linken Klappe auch feine, konzentrische Streifen, welche mit den Radialrippen eine dünne gitterartige Struktur bilden. Die rechte Klappe lässt nur zarte und regelmässige konzentrische Streifen erkennen, welche auch auf den Ohren bemerkbar sind. Die Innenfläche der beiden Klappen trägt konstant zehn kräftige Radialrippen, welche oft einen glatten Saum am Rande offen lassen. Im Hinblick darauf, dass der Typus stark variiert, können wir die Art des Steierischen Beckens nur als eine Varietät und nicht als eine selbständige Art auffassen. Der grösste Unterschied liegt darin, dass während die linke Klappe des *Pecten felsinensis* 8–10 dünne, aber starke Radialrippchen trägt und sich nur hier und da unbedeutliche schwächere Radialrippchen einschließen, die linke Klappe des *P. felsinensis* nov. var. *styriaca* mit dichtstehenden, gleichstarken Rippen regelmässig bedeckt ist. Die dünne konzentrische Berippung der linken Klappe zeigt nur insofern einen Unterschied auf, als diese bei der Varietät dünner ist. Die konzentrische Streifung der rechten Klappe ist bei der nov. var. *styriaca* auch dünner; die Ohren sind verhältnismässig grösser als bei dem Typus. Es liegt ein Unterschied auch darin, dass die Innenrippen der steiermärkischen Exemplare oft nicht an den Rand der Schale reichen, sondern früher aufhören, während das bei dem Typus nie der Fall ist.

Vorkommen des Typus: Wiener Becken: Helvet, Torton, Wes-Frankreich: Helvetien, Italien: Tortoniano, Piacenziano, Ungarn: Iapagy.

Pecten Klein, Osbeck.
(*Chlamys* Bolten).

Pecten (Chlamys) kantskii nov. spec. Fig. 1. 2.

In mergeligen Material von Pöllitschberg, Jager, Egydi Tunnel (im Windischen Büchel) ist diese durch seine charakteristische Skulptur auffallende *Pecten*-Art häufig zu finden. Ca. 46 cm hoch, 5 cm breit. Die flach gewölbte dünne Schale hat einen kreisrunden Umriss. Der vordere obere Schalenrand fällt steil zu dem durch eine Furche abgetrennten vorderen Ohr ab. Die Schale ist mit 28–30 mehr dreieckigen als gerundeten Radialrippen bedeckt, die vier-, oft fünfteilig verzweigt sind. Die Ornamentik der Radialrippen ist sehr charakteristisch. Vom Wirbel angefangen tragen die Rippen auf ihren Rücken Auswüchse, die in der Nähe des Wirbels noch kaum sichtbar sind, aber besonders am Hinterrande der Schale zu spitzen, stachelförmigen, zu den Rippen schief stehenden Dornen werden, deren Abstände voneinander unregelmässig sind. Die Nebenrippen sind auch mit Dornen bedeckt. Die Furchen zwischen den Rippen zeigen eine ausserordentlich feine Ornamentik, die aus schief stehenden, nur mit der Lupe wahrnehmbaren feinen Streifen besteht. Das Innere der Schale zeigt flache, breite

vorne oval abgerundete Innenrippen, deren Mitte nur wenig gefurcht ist. Die Oberfläche des Ohres ist auch mit dorntragenden Rippen bedeckt. Diese Art steht dem Formenkreise des *Chlamys* (*Aequipecten*) *bicknelli*, *Chlamys* (*Aequipecten*) *glässneri* und *Chlamys* (*Aequipecten*) *angelonii* nahe. Von der *Ch. angelonii* Menegh. (Bellardi-Saeco: I Molluschi dei terr. terz. del Piemonte etc. Bd. XXIV. p. 21. Taf. 6. Fig. 13. und von der *Ch. glässneri* Kauts. (Kantsky: De biostratigraphische Bedeutung d. Pectiniden d. niederösterreichischen Miozäns, Annalen d. geol. Bundesanst., 1928. p. 259. Taf. 7. Fig. 7.) unterscheidet sie sich sofort durch die grössere Anzahl der durch engere Zwischenräume getrennten Radialrippen und durch die dünnere und feinere Gestalt. Die Form zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit der *Ch. bicknelli* Saeco, von Pliozän Italiens (Bellardi-Saeco: I Moll. etc. Bd. XXIV. p. 21. Taf. 6. Fig. 14—17.) und von Mittelpliozän Aegyptens. (Blankenborn: Neues zur Geologie und Palaeontologie Aegyptens, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1901, Bd. 53. p. 384, 385.) Aber infolge der ungenügenden Beschreibung und wegen Mangel an Vergleichsmaterial ist die Identität nicht mit Sicherheit festzustellen, ausserdem erwähnt Saeco die charakteristische Ornamentik der Zwischenräume nicht. Ferner trägt, wie aus der Beschreibung hervorgeht, die italienische Form weniger Rippen (25—28). So ist es berechtigt die Form der steirischen Schliers als eine neue Art aufzufassen.

Limidae.

Lima Chemnitz.

(*Mantellina* Saeco.)

Lima (*Mantellina*) *labáni* nov. spec. Fig. 7, 8, 9, 10.

Ungefähr 50 Exemplare kommen im mergeligen Material von Gromberg, Wolfsberg bei Jahring, Ferental, Repnik vor. Das grösste Exemplar weist folgende Masse auf: 40 mm hoch, 20 mm breit. Obwohl die Exemplare wegen ihrer ausserordentlich dünnen Schale nur als Abdrücke erhalten sind, blieben sie — abgesehen von der Zerdrückung — so gut erhalten, dass die Beschreibung gut durchzuführen ist. Im äusseren Umriss zeigt die Schale eine verlängerte ovale, schiefgestellte Form. Die Schale ist auffallend flach gegen die anderen *Lima*-Arten. Sie ist der Länge nach sehr fein gerippt, so dass diese Berippung manchmal kaum zu sehen ist. Besonders charakteristisch ist aber die starke Undulation der Schale. Es gehen nämlich von dem Wirbel konzentrische Reifen aus, die der Schale eine inoceramsülunliche Form verleihen. Der Schlossrand ist gerade, die beiden Ohren sind klein und nahezu gleich. Die Schlossverhältnisse sind näher nicht zu bestimmen. I. Gaál hat eine Form, die *Lima inflata* Chemn. mit. *undulata* (Daten zur Mediterran-Fauna der Andesittufe vom Ostrowski-Vepor Gebirge, Földtani Közlöny, 1905. Bd. 35. p. 301, Taf. 2. Fig. 2.) aus den Tuf-

fen von Középpalójtá beschrieben und abgebildet, die mit unserer Form identisch zu sein scheint. Die Form kann aber nicht als eine Varietät der *L. inflata* betrachtet werden, weil sie sowohl in ihrem Umriss besonders aber in der Art der Berippung von der *L. inflata* ganz abweicht. In ihrem Charakter steht die Form der *L. (Mantellina) juoceramoides* Sacco (Bellardi-Sacco: I Molinchi dei terr. terz. del Piemonte etc. Bd. XXX, p. 148, Taf. 28, Fig. 24.) am nächsten; diese italienische Form aus dem Elveziano ist aber kleiner, der äussere Umriss ist verschieden. Die Form des steierischen Schliers kann nur als selbständige Art aufgefasst werden, da sie von allen Formen abweicht.

Folgerungen:

Es ist aus der tabellarischen Zusammenstellung leicht zu ersehen, dass es sich um eine Bildung der II. Mediterranstufe handelt. Die Fauna enthält die Faziesformen des Schlier, wie: *Amussium cornutum* Sow. var. *deudata* Reuss (= *Pecten ceudatus*), *Thyasira ottungensis* Sacco (= *Cryptodon subangulatus*) R. Hörn., *Latercula fuchsi* R. Hörn. (= *Analina Fuchsi*), *Macoma elliptica* Brocch. var. *ottungensis* R. Hörn. (= *Tellina ottungensis*), *Phacoides wolffi* R. Hörn., *Solenostya doderleini* May., *Schizaster laubei* R. Hörn., *Brissopsis (Brissoma) ottungensis* R. Hörn. etc. Die *Aturia aturi* Bast, diese für die übrigen Schlierbildungen charakteristische Form scheint in Steiermark zu fehlen.

Die Schlierbildung entbehrt dickschaliger Fossilien, und ist gekennzeichnet durch die feingezierten, dünnchaligen Formen (*Tellina*, *Lucina*, *Pecten*, *Lima*). Es ist eine bereits überholte Frage, ob der Schlier ein stratigraphischer Horizont ist, er bildet nur eine Fazies der verschiedenen Ablagerungen. So ist diese Fazies in Italien vom Oligozän bis ins Pliezän vertreten (22), wie dies auch im anseralpinen Becken der Fall ist (21). Eine tiefere oligozäne Fazies ist aus Mähren (3), eine oberoligozäne aus Südrussland (1) bekannt. Was die stratigraphische Lage des Schliers von Ungarn berührt, erfahren wir, dass sein häufigstes Auftreten in das Mittelmiozän fällt und dass der Schlier des ungarischen Mittelgebirges für helvetisch gehalten wird (2, 9, 17, 18, 19, 25, 31). Aber auch das Vorkommen älterer und jüngerer Schlierbildungen ist nachgewiesen. Borbolya (Walbersdorf) und Dévényújfalú (Neudorf a. d. March) repräsentieren die Bildungen der tortonischen Ablagerungen (21). Die Schlierbildungen Oberösterreichs (Ottung, Wolfsegg) sind helvetische Ablagerungen.

Die Frage der stratigraphischen Lage des steierischen Schliers ist schwer zu entscheiden. Was die Schlierbildung im allgemeinen betrifft, berichten uns die Arbeiten A. Winkler's (32—37), dass sie vom tieferen Miozän bis in das Torton vertreten und dass die östlichen Windischen Bübel Teile der II. Mediterranstufe seien.

Bei dem vorliegenden Material ist es aber nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob die Fauna den tortonischen oder den helvetischen Ablagerungen gehöre. Aus einigen der nachfolgenden Erörterungen geht aber hervor, dass es sich hier eher um helvetische, als tortonische Ablagerungen handle.

Vergleichen wir die Fauna zuerst mit den Formen des Wiener Beckens. Als Helvet sind folgende Fundorte angeführt: Grund, Windpassing, Gunterstorf, Inmendorf, Lra an der Taya, Niederleis, Niederkreuzstätten, Grussbach, Gross-Russbach, Ruditz in Mähren; — Baden, Vöslau, Scos, Grünzig, Steuabruun, Perzteich, Pötzeinsdorf, Dornbach, Sievering, Wöllersdorf, Perchtoldsdorf, Nikolsburg, Gumpoldskirchen, Gainfabien, Fuze feld, Rudelsdorf, Möllerdorf, sind als Torton bezeichnet. Die Ablagerungen von Forchtenau stehen noch in Frage, und sind deshalb nicht angeführt worden.

Wenn wir die Formen des steierischen Schliers mit jenen des Wiener Beckens vergleichen, ergibt es sich, dass die Gastropoden des steierischen Schliers sowohl in helvetischen, als auch in tortonischen Ablagerungen des Wiener Beckens vorkommen, stratigraphisch also nichts besagen. Was die Lamellibranchiaten des steierischen Schliers betrifft; sind diese fast alle auch Formen beider Stufen des Wiener Beckens. Doch gibt es einige Ausnahmen. So ist die *Venus (Chione) circularis* nach der Feststellung Kantsky's (16) eine helvetische Form des Wiener Beckens, ebenso die *Yoldia longa*. Das Vorkommen dieser rein helvetischen Formen wäre auch ein gewisser Anhaltspunkt dafür, diese Schlierbildungen als helvetische zu betrachten. Der *Pecten revolutus* kommt zwar nur im Torton des Wiener Beckens vor, wenn wir aber in Betracht ziehen, dass diese Art dort nur in einigen Exemplaren auftritt und weiteres die Tatsache, dass sie in Italien im Elveziano zu finden ist, dann können wir diese *Pecten*-Art wohl nicht als eine rein tortonische Form betrachten. *Pecten (Chlamys) senecensis* ist nach der Feststellung Kantsky's (Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederöst. Miozäns Ann. d. geol. Bundesanst. 1928, p. 258.) eine ältere, für die helvetischen Ablagerungen charakteristische Form, doch ist sie auch von Steuabruun erwähnt. Die *Ancurio (Monia) striata*, *Xyloplaga dorsalis* sind Formen, die im Wiener Becken nach den Angaben von Hörnes einzig aus tortonischen Ablagerungen bekannt sind, ihr Fehlen im Helvet bedeutet jedoch nur, dass diese Formen vielleicht bei der Bestimmung vernachlässigt worden waren. Die *Tellina (Peronca) planat* ist zwar im Torton des Wiener Beckens bekannt, eine nahestehende Varietät tritt aber auch im Burdigal auf und die Vermutung ihres Vorkommens auch im Helvet wäre wohl berechtigt.

Wenn wir die Fauna des steierischen Schliers mit der gesamten Fauna von Ottwang (Helvet) und Walbersdorf (Torton)

vergleichen, ergibt es sich, dass sie eine grössere Übereinstimmung mit der Ottnanger, als mit der Walbersdorfer Fauna aufweist. Die Gastropoden sind in Steiermark im Verhältnis zu den beiden Fundorten an Zahl so gering, dass die 5, bzw. 6 übereinstimmenden Arten nur wenige Vergleiche ermöglichen, umso weniger, als sie sowohl in Ottnang, als auch in Walbersdorf vorkommen.

Der steirische Schlier zeigt 37 Lamellibranchiaten, davon stimmen 15 Arten mit den Ottnanger Formen — wo 27 Arten vorkommen — überein, während die Walbersdorfer Fauna nur 12 übereinstimmende Arten aufweist. Eine grosse Anzahl der Lamellibranchiaten von Walbersdorf kommt aber weder im steirischen noch im Ottnanger Schlier vor. Hingegen ist die *Laternula fuchsii* im steirischen und Ottnanger Schlier bekannt, nicht aber in Walbersdorf. Die *Thyasira ottnangensis* — im steirischen und im Ottnanger Schlier häufig zu finden — ist aber bezüglich ihres Auftretens im Walbersdorfer Schlier noch unstritten.

Diese Daten berechtigen wohl zur Annahme, dass die steirische Schlier eher einen helvetischen, als einen tortonischen Charakter besitze, da er im Vergleich mit den Ablagerungen des Wiener Beckens dem Helvet ähnelt und im Vergleich mit den anderen Schlierbildungen Österreichs der Fauna des Helvets von Ottnang näher steht, als jener des Torton von Walbersdorf.

Wenn wir schliesslich die petrographische Beschaffenheit der steirischen Schlierbildungen betrachten, zeigt diese einen älteren Charakter, und wohl auch eine grössere Ähnlichkeit mit dem Ottnanger, als mit dem Walbersdorfer Schlier.

Aber trotz dieser Ähnlichkeit, weist die Fauna doch einen ziemlich selbstständigen Charakter auf, mit ihren interessanten Formen: *Pecten (Chlamys) kautskyi* nov. spec., *Lima (Martellina) lábáni* nov. spec., welche auch dadurch bemerkenswert sind, dass sie nicht nur in einigen Exemplaren vertreten sind, sondern die häufigsten Arten der ganzen Fauna bilden. Auch die *Amussium (Verriamussium) felsinense* For. nov. var. *styriaca* ist bemerkenswert häufig.

Die Zugehörigkeit dieser Fauna des steirischen Schliers zum Helvet oder Torton ist also wohl nicht völlig geklärt, hingegen wollen diese Daten dazu beitragen, in Verbindung mit stratigraphischen Ergebnissen ein endgültiges und klares Bild hierüber zu gewinnen.

IRODALOM. — LITERATUR.

1. Andrusow N.: Die südrussischen Neogenablagerungen. Verhandl. d. k. Russ. Mineralog. Gesellschaft St. Petersburg, 1896. II. Bd. 34.
2. Boda A.: Das Bremberger Kohlenvorkommen und die stratigraphische Lage der Ablagerungen des mediterranen Meeres in

- der Umgebung von Sopron. *Bányászati és Kohászati Lapok*, LX. évf. 15., 16. sz. 1927.
3. Fuchs Th.: Über ein neuartiges Pteropodenvorkommen aus Mähren. *Sitzb. d. Wiener Akad.* CXI. 1.
 4. Göttinger G.: Neueste Erfahrungen über den oberöstr. Schlier, Petroleum, 1926. Nr. 1. Bd. 12.
 5. Hilber V.: Neue Conchilien aus den mittelsteierischen Mediterraanschichten. *Sitzb. d. Akad. d. Wiss. Math. Naturw., Cl., I. Abt.* 1879, Bd. 79.
 6. Hilber V.: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.* 1893, Bd. 43.
 7. Hilber V.: Das Alter der steierischen Braunkohlen. *Mitteil. d. Geol. Gesellschaft. Wien*, 1908. Bd. 1.
 8. Hilber V.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steierischen Tertiärs. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.* 1913, Heft 3.
 9. Horusitzky F.: Neue Daten zur Stratigraphie der Umgebung von Budapest. *Földtani Közlöny*, 1926. Bd. 56.
 10. Hörnes M.: Verzeichnis der in Ottnang vorkommenden Versteinerungen. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.* 1853.
 11. Hörnes R.: Die Fauna des Schliers von Ottnang. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.* 1875. Bd. 25. Heft 4.
 12. Hörnes R.: Ein Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresablagerungen Steiermarks. *Mitteil. d. Naturwiss. Vereins f. Steiermark.* 1882.
 13. Hörnes R.: Ein Vorkommen des *Pecten demidatus* und anderer „Schlier“-Petrefacten im inneralpinen Teil des Wiener Beckens. *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.* 1884.
 14. Jaeger R.: Foraminiferen aus den miocänen Ablagerungen der Windischen Büheln in Steiermark. *Verhandl. d. k. k. Geol. R. A.* 1914. Bd. 48.
 15. Jahresberichte des steiermärkischen Landesmuseums Joanneum über die Jahre 1897., 1898., 1903.
 16. Kantsky F.: Die Bivalven des niederösterreichischen Miozäns (*Taxodonta* und *Veneridae*) mit einem Beitrag zur Frage der Entstehung der Arten. *Verhandl. d. Geol. Bundesanst.* 1932. Nr. 9—10.
 17. Noszky J.: Die Schlierschichten des ungarischen Mittelgebirges. *Arbeiten d. II. Abteil. d. Wiss. Stephan Tisza-Gesellschaft in Debrecen.* 1929. Bd. 3. Heft 2.
 18. Noszky J.: Die Oligozän-Miozän-Bildungen in dem N. O. Teile des Ungarischen Mittelgebirges. II. Miozän. *Ann. Mus. Nat. Hung.* XXVII. 1930.
 19. Noszky J.: Die geologischen Verhältnisse des Salgótarján-er Kohlengebirges. *Közh. Emlékkönyv*, Budapest. 1912.
 20. Prohazka V. J.: Zur Kenntnis der Fauna des marinen Tegels und des diesen überlagernden Sandsteines von Walbersdorf. 1892.
 21. Schaffer F. X.: Sind Ablagerungen grösserer Wassertiefe in

der Gliederung der tertiären Schichtenreihe zu verwenden? Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, Wien, 1908, 1.

22. Schaffer F. X.: Der sogenannte Schlier des alpinen Wiener Beckens. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1927, Nr. 2, 3.
 23. Schaffer F. X.: Der marine Tegel von Theben Neudorf in Ungarn. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. Bd. 47. Heft 3.
 24. Sölich J.: Die Windischen Büheln. Mitteil. d. Geogr. Gesellschaft, Wien, 1919, Bd. 62, Heft 5—6.
 25. Strausz L.: Geologische Fazieskunde. M. kir. Földtani Intézet Évkönyve, 1928, Bd. 28.
 26. Sness F.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Baiern. Annalen d. k. k. Nat. Hist. Hofmuseums, 1891, Bd. 6.
 27. Thiele J.: Handbuch der systematischen Weichtierkunde 1—11. Jena, 1934.
 28. Toulia F.: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Dévényujfalu) in Ungarn. Verhandl. d. Vereins für Heilkunde zu Pressburg 1899. Neue Folge, 11.
 29. Toulia F.: Über den marinen Tegel von Walbersdorf bei Mattersdorf in Ungarn. Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. 1885.
 30. Vadász E.: Die mediterranen Echinodermen Ungarns. Geol. Hung. 1915.
 31. Vendl M.: Geologie der Umgebung von Sopron. II. Erdészeti Kisértetek, 1930, Bd. XXXII.
 32. Winkler A.: Die jüngeren miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1929, Bd. 79.
 33. Winkler A.: Über neue Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1924.
 34. Winkler A.: Aufnahmebericht über Blatt Marburg. (Im Jahresber. f. 1929.) Nr. 1. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1930.
 35. Winkler A.: Berichtigung zu W. Petrasehek Mitteilung: Über den Schlier etc. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1927.
 36. Winkler A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. Bd. 63. 1913.
 37. Winkler A.: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1933.
-

KRISTÁLYTANI MEGFIGYELÉSEK EGY BÖRZSÖNYI
ANDEZITTUFA NÉHÁNY ÁSVÁNYÁN.

Írta: Reichert Róbert dr.

KRISTALLOGRAPHISCHE BEOBACHTUNGEN AN EINIGEN
TUFFMINERALEN AUS DEM BÖRZSÖNYER-GEBIRGE.

Von Robert Reichert.

A Börzsönyi hegységben, a Diósjenőtől Ny-ra levő Csehvár (♁-526) és Magoshegy (♁-588) oldalában agglomerátos andezittufa fordul elő. E tufából a Csehvár Ny-i lejtőjén, a nyergen túl vezető kocsút mély-bevágásában, továbbá a Magoshegy K-i oldalán Dr. Vigh Gyula m. kir. főgeológus úr az elmúlt esztendőben végzett földtani felvételei alkalmával nagyobb számú augit-, amfibol- és gránátkristályt gyűjtött. Ezeket az ásványokat vizsgálat céljából nekem engedte át, amiért e helyen is hálás köszönetemet fejezem ki.

* * *

In dem nördlich von der Donauwende sich erhebenden Börzsönyer-Gebirge, an den Abhängen der Berge Csehvár und Magoshegy (westlich von der Gemeinde Diósjenő) sammelte Herr Chefgeologe Dr. Gy. Vigh aus einem Andesituff bzw. Agglomerate

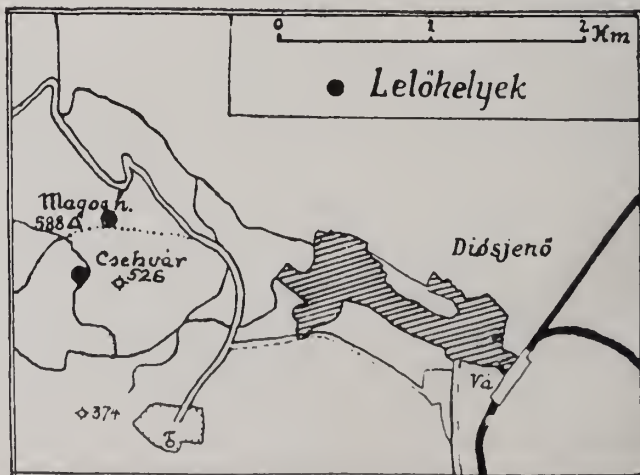


Fig. 70. ábra. A lelőhelyek környékének térképvázlata. Kartenskizze der Umgebung der Fundorte („Lelőhelyek“=Fundstellen.)

Tuffmineralien: Angit-, Hornblende- und Granatkristalle, die er zur Untersuchung sehr liebenswürdig mir übergab. Über meine Beobachtungen soll im Folgenden berichtet werden.

Augit. Die Kristalle sind schwarzgrün, in inneren Teile aber wesentlich heller gefärbt und durchscheinend. Ihre Grösse ist verschieden, manche erreichen eine Länge von 12 mm. Ihr Habitus ist kurzprismatisch, die Ausbildungsweise mehr-minder isometrisch. Manche Kristalle haben reine Oberfläche, andere dagegen sind mit einem äusserst dünnen, blaugrauen Überzug bedeckt. Häufig findet man in ihren Spaltrissen und Lücken das staubfeine Pulver des vulkanischen Tuffes eingelagert.

Von den untersuchten 300 Individuen konnten an 135 die Kristallformen festgestellt werden. Die übrigen waren beschädigte Bruch- bzw. Spaltstücke. Die Flächen waren im allgemeinen matt. Es wurden 8 Formen in mancherlei Kombinationen beobachtet. Über die Formen, ihre reele Häufigkeit, ferner über die Kombinationen und ihre Anzahl orientiert folgende Zusammenstellung:

Kristallform	Zahl der Individuen	H
a (100)	135	100 %
b (010)	135	100
m (110)	135	100
s (111)	135	100
c (001)	61	45,2
p ($\overline{101}$)	31	23,0
o ($\overline{221}$)	18	13,3
z (021)	7	5,2

Beobachtete Kombinationen	Zahl der Individuen	%
1) 100, 010, 110, $\overline{111}$	64	47,4
2) " und 001	33	24,4
3) " " 001, $\overline{101}$	16	11,8
4) " " 001, $\overline{101}$, $\overline{221}$	6	4,4
5) " " $\overline{101}$	5	3,7
6) " " $\overline{221}$	4	3,0
7) " " 001, 101, $\overline{221}$, 021	4	3,0
8) " " 001, $\overline{221}$, 021	2	1,5
9) " " $\overline{221}$, 021	1	0,7

Die Ausbildungsweise der Formen ist die gewöhnliche: (110), (100), (010), (111) sind Hauptformen, die Grösse der Basis ist verschieden, die übrigen Formen erscheinen immer mit schmalen, kleinen Flächen.

Die Werte der Form c (001) sind unsicher. Die Kristalle sind nämlich terminal öfters abgerundet, zum Teil deutlich abge-

schmolzen, wodurch (001) gewölbt und nach ihrer Lage ähnlich der Form $(\bar{1}02)$ erscheint. Letztere Form konnte aber ohne Zweifel, also gut ausgebildet, an keinem Kristalle beobachtet werden. So kann man mit grosser Wahrscheinlichkeit behaupten, dass die gewölbte Fläche in der Zone $[010]$ die Basis sei.

Zwillinge konnte man im vorliegenden Material nur vereinzelt beobachten, ausschliesslich nach (100), und zwar an Kristallen mit den Formenkombinationen 1., 2., 3. Von diesen sind nur die Kristalle mit der Formenkombination 1. häufiger verzwillingt, ungefähr in einem Zahlenverhältnis, wie 7: 1. Die Zwillinge sind nach der Zwillingsebene etwas abgeplattet, eine Erscheinung, die durch die Trachtstudien von Riedl, Chudoba u. Stützel bekannt und gedeutet ist.

Häufiger kann man Parallelverwachsungen verschieden grosser Individuen begegnen, wiewohl der kleinere Kristall im grösseren Individuum mehr-minder eingeklinkt erscheint. Eine ähnliche Einklinkung ist auch an unregelmässig verwachsenen Kristallen zu beobachten so, dass manche an die Zwillingerverwachsung nach $(\bar{1}22)$ erinnern.

Im normalen Dünnschliff ist der Augit farblos, an dickeren Schliffen aber kann deutlich ein Pleochroismus und Zonenbau erkannt werden: den helleren Kern umnimmt eine dunklere Hülle. Pleochroismus: $a =$ gelbgrün, $b =$ bräunlichgrün, $c =$ tiefgrün mit einem bläulichen Stich. Auslöschung $c : c =$ um 40° (38° und 42°). Brechungsvermögen wurde mit der Einbettungsmethode in Nalicht bestimmt: im Kern $\alpha = 1.678$, $\gamma = 1.702$, in der dunkleren Aussenzone aber grösser. Alle diese optischen Eigenschaften weisen auf einen *diopsidischen Augit* hin, dessen eisenarmer Kern mit eisenoxydreicherer Aussenzone umhüllt ist.

* * *

Hornblende. Makroskopisch schwarz mit grünem Stich. Habitus kurz und langprismatisch (Harbich). Die Kristalle erreichen eine Länge bis 1,5 mm. Die Grössenverhältnisse in den drei kristallographischen Richtungen schwanken, sind auch genauer nicht zu bestimmen, denn die Kristalle sind meist beschädigt. Eine annähernde Angabe über dieses Verhältnis könnte sein: $\perp (100) : [010] : [001] = 1.7 : 1.3 : 1$.

Kristalle, an denen die Formenkombination überhaupt feststellbar war, konnten von 360 nur 104 gefunden werden, die übrigen waren terminal nicht oder mangelhaft begrenzte Spaltstücke. Es konnten 8 Formen in der bekannten Ausbildungsweise und in 7 verschiedenen Kombinationen beobachtet werden. Bezüglich ihre Häufigkeitszahlen sollen nachstehende Tabellen Übersicht ergeben.

Kristallform	Zahl der Individuen	H	
m (110)	104	100	0,0
b (010)	104	100	
c (001)	104	100	
r ($\bar{1}11$)	104	100	
i ($\bar{1}31$)	85	81,7	
a (100)	19	18,3	
z (021)	17	16,3	
k (111)	14	13,5	

Beobachtete Kombinationen	Zahl der Individuen	%	
	(davon verzwillingt)		
1) 110, 010, 001, $\bar{1}11$	16	—	15,4
2) „ und $\bar{1}31$	39	(5)	37,5
3) „ „ $\bar{1}31, 021$	16	(3)	15,4
4) „ „ $\bar{1}31, 100$	16	(3)	15,4
5) „ „ $\bar{1}31, 111$	13	(3)	12,5
6) „ „ 100	3	(1)	2,9
7) „ „ $\bar{1}31, 111, 021$	1	—	0,9

Die Werte der Form a (100) sind unsicher, da manche übrigens terminal ausgebildete Kristalle, nach der Grundprisma abgespaltet waren.

Zwillinge nach (100) wurden nicht allzu häufig beobachtet. Über ihre Anzahl bei den einzelnen Kombinationen berichtet obige Tabelle.

Im Dünnschliff zeigt sich die Hornblende frisch, ohne eine Spur von Verwitterung, aber gelöchert. In die Löcher und Spalt-
risse lagerte sich ebenfalls der feine Staub hinein, wie bei den Augiten. Einschlüsse sind vereinzelt zu finden, u. zw. kleine Erz (Magnetit)-Körnchen. Pleochroismus sehr deutlich: α = gelbgrün, ϵ = dunkelgrün. Auslöschung ϵ : ϵ = 16° . Brechungsexponenten im Na-Licht: α = 1,658, γ = 1,680.

Aus den optischen Daten ist ersichtlich, dass unsere Hornblende in die Gruppe der grünen (gemeinen) Hornblende gehört. Wenn man diese chemisch aus der Mischung der Komponenten Strahlsteinmoleküle: $H_2Ca_2(Mg, Fe^{II})_3Si_8O_{24}$ und Syntagmatitmoleküle: $H_2Ca_2(Mg, Fe^{II})_4Al_2Si_6O_{22}$ — letzteres vorwiegend — aufgebaut denkt, so bilden in unserer Hornblende die Mg- und Fe-haltigen Moleküle, nach Einteilung und Diagramm von W. Kunnitz, eine isomorphe Mischung im Verhältnis, wie 1 : 1.

Die Eruptivgesteine des Börzsöny-Gebirges wurden neustens von F. Papp eingehend bearbeitet. Obige Ergebnisse mit seinen Feststellungen bezüglich der gesteinsbildenden Augite und

Hornblenden in den Andesiten der Umgegend vergleichend, so ist in den Eigenschaften der gesteinsbildenden- und der Tuff-Mineralie eine gute Übereinstimmung zu bemerken.

* * *

Granat. Die Kristalle wurden am südlichen Abhänge des Sattels zwischen den Csehvár- und Magoshegy-Bergen aus den Bomben des Andesitagglomerates gesammelt. Die braunroten und rotbraunen Granate zeigen fast ausnahmslos die Kombination der Formen (211) und (110). An den kleinsten Kristallen tritt — soweit die abgerundeten Ecken und Kanten beobachten lassen — ancheinend (211) allein auf.

Über die gegenseitige Ausbildungsweise der genannten zwei Formen kann folgendes bemerkt werden:

(110) herrscht an den grössten Kristallen, mit Durchmessern von 8—14 mm (11 Stück) vor. Ein besonders grosser Kristall von 2 cm ist nach einer trigonalen Achse verkürzt;

im Gleichgewicht erscheinen die zwei Formen an Kristallen von 9—11 mm Grösse (8 Stück):

(211) herrscht an Kristallen mit Durchmessern von 6—12 mm, also im allgemeinen an den kleineren vor. (30 Stück.)

Die Wachstumsgeschwindigkeit der Formen (211) und (110) veränderte sich vielleicht während dem Weiterwachsen gegenseitig.

An einigen weniger beschädigten Granatkristallen sind bezeichnende Ausbildungsercheinungen zu bemerken. Die Wichtigkeit der Streifung u. Riefung mancher Kristallflächen ist altbekannt und wurde als morphologisches bzw. mineralogenetisches Kennzeichen von mehreren Forschern, u. A. von Goldschmidt, Niggli, Chudoba, besonders von G. Kalb eingehend besprochen.

An den *Deltoidflächen* der Form (211) kann an einigen Gra-



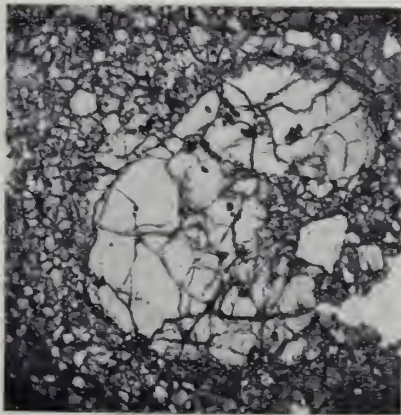
Fig. 71. ábra. Granat mit vierseitiger Vizinálpýramide an der Dodekaederfläche und Kombinationsstreifung an den Deltoidflächen der Form (211). (Lin. Verg. 10×).

naten eine typische *Kombinationsstreifung*, im Sinne der Definition von Kalb, parallel der Symmetrielinie beobachtet werden, die aus oscillatorischer Kombination mit den beiden in der Symmetrielinie der (211)-Flächen sich schneidenden Dodekaederflächen entstanden ist. Man gewinnt den Eindruck, dass die Streifung an den sich stetig ausbildenden Deltoidflächen von den Resten der rasch fortwachsenden, demnach allmählich verschwindenden Flächen bzw. Kanten des Dodekaeders hervorgehoben wird.

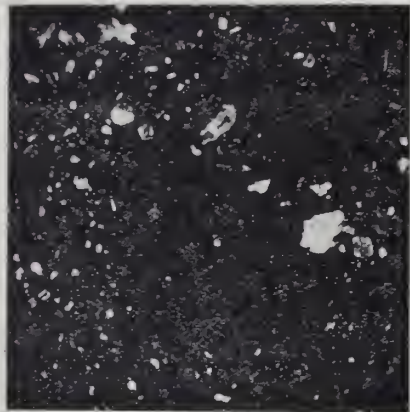
Selbst die *Dodekaederflächen* werden von *versetzten Vizinalpyramiden* vertreten. Zwei gegenüberliegende Flächen dieser Vizinalpyramide gehören den Zonen [100], zwei dagegen den Zonen [110] an, das heißt, dass zwei Flächen einem vizinalen Tetrakis-hexaeder, die anderen zwei einem vizinalen Triakisoktaeder entsprechen. Die Messungen an diesen Vizinalflächen lieferten abweichende Winkelwerte, die Schwankung der Werte ist aber vor allem der Abrundung zuzuschreiben. (Figur 71).

Der Granat gehört nach G. Kalb — wie bekannt — dem dodekaedrisch ischarmonischen Kristalltyp an. Auf Grund der Vizinalerscheinungen können *zwei minerogenetische Trachttypen* unterschieden werden. Der ältere, dodekaedrische Typ I zeigt eine Formentwicklung nur in den Zonen [111]; der jüngere, bei dem auch die Zonen [100] und [110] an Bedeutung für die Formentwicklung gewinnen, wurde von Kalb als kubooktaedrischer Typ II bezeichnet. Unser Granat gehört dem letzteren, also *minerogenetisch jüngeren Typ* an.

Unter dem Mikroskop im Dünnschliff zeigt sich der Granat nicht einheitlich, sondern aus ziemlich scharf getrennten



a.)



b.)

Fig. 72. ábra. Granat-Dünnschliff. a) Nic. ||, b) Nic. ⊥. Den Kern umnimmt eine einschlußreiche Aussenzone. (Lin. Vergr. 12×).

Kern und Mantel aufgebaut. Der Kern ist hellrötlich, der Mantel dagegen gelbbraun gefärbt. Letzterer führt reichlich Einschlüsse, die den Granat mikropoikilitisch durchwachsen. Die *Einschlüsse* werden vorherrschend von Kalknatronfeldspat, weniger von Erz, vereinzelt von Hypersthen und von winzigen Biotitförmchen gebildet. (Figur 72).

Die Kristalle des *Kalknatronfeldspats* sind verschieden gross, ihre Länge beträgt 0,04 bis 0,5 mm. Ihre Ausbildungsweise ist z. T. idiomorph, die Durchschnitte dann verschiedene Sechsecke. Häufig ist ein typischer Zonenbau zu beobachten, oft eine äusserst feine, scharfe Zonenstreifung. Die Plagioklase führen allgemein Glaseinschlüsse, die sehr mannigfaltig gestaltet sind und fast ausnahmslos eine Blase besitzen. Die langgestreckten Glaseinschlüsse erreichen eine Länge von 33μ und eine Breite von 10μ , die runden haben einen Durchmesser von $3,3\mu$. Die Glaseinschlüsse hängen sich oft in einer Zone parallel der Oberfläche des Individuums an; der einschlussreiche Teil wird von einer schmalen, reinen Hülle umnommen und der Kristall von dieser begrenzt. Nach optischen Daten gehören diese Plagioklase der *basischen Labradorit* und der *sauren Bytownit-Reihe* an. Die Anslöschung wurde gefunden: in Schnitten von Doppelzwillingen nach dem Albit- und Karlsbadergesetz z. B.

1 und 1'	= 22,	27,	28,	24°
2 und 2'	= 36,	38,	36,	41°

in Schnitten $\perp \gamma \alpha/M = 45^\circ$; $\perp \alpha \alpha/M = 33^\circ$ entsprechend einem An-Gehalt von 68–80%.

Die Körner des *Magnetit* sind kristallographisch nicht scharf begrenzt; ihre Grösse beträgt 0,025–0,220 mm.

Hypersthen ist in Prismen von 0,350 mm Länge und 0,105 mm Breite und in beträchtlich kleineren Individuen ziemlich idiomorph. Charakter der Hauptzone immer positiv.

Biotit tritt in winzigen Lättchen von einem Umfang $40 \times 20\mu$ auf, die meist gebogen sind und demnach wellenartig anslöscheln. Pleochroismus: α = braungelb, γ' = braunschwarz.

Der *Kern* des Granats ist durchaus nicht einschlussfrei, doch enthält er diese nur vereinzelt zerstreut. Als Einschlüsse sind besonders Plagioklas und Erz zu beobachten. Manchmal reihen sie sich kranzförmig aneinander. Es konnte auch *Apatit* vorgefunden werden, in einer $26,4\mu$ langen und 10μ breiten hexagonalen Säule, die terminal von der Doppelpyramide begrenzt erschien.

Optisch zeigte sich der Granat *völlig isotrop*. Die Lichtbrechung stark, so im Kern, wie in der Hülle grösser, als die Lichtbrechung des Methylenjodids ($n = 1,74$).

An den das Mineral durchziehenden Sprüngen sind wenige Spuren einer Umwandlung wahrnehmbar. Das Produkt ist ein äusserst feinkörniges und sehr schwach doppelbrechendes Material, wahrscheinlich Chlorit.

Der besprochene Granat enthält in seiner breiten Aussenzon reichlich als Einschlüsse die ge teinsbildenden Minerale der hypersthenführenden Andesite, die hier, nach Angaben von F. Papp, oft durch das Vorherrschen der Feldspate unter den porphyrischen Gemengteilen gekennzeichnet werden. Der Reichtum an Einschlüssen spricht dafür, dass die Kristallisationsperiode des Granates die Ausscheidungsfolge der porphyrischen Gemengteile nicht nur begleitete, sondern überdauerte.

(Aus dem Mineralogischen und Petrographischen Institute der königl. ung. Petrus Pázmány Universität zu Budapest.)

IRODALOM. — SCHRIFFTUM.

1. Chudoba, K.: Tracht und Habitus der Kristalle. *Clb. f. Min.* 1933. A. 99—105.
2. Chudoba, K.: Genetische Trachtstudien am Augit des Limburgs vom Limburg etc. *Clb. f. Min.* 1928. A. 253—259.
3. Chudoba, K.: Streifung und Riefung der Kristalle. *Festschrift V. Goldschmidt* 1927. 81—84.
4. Harbich, E.: Trachtstudien an einfachen und Zwillingskristallen der basaltischen Hornblende. *Min. u. petr. Mitt.* 39. 1928. 204—219.
5. Kallb, G.: Über Kombinationsstreifung und Kombinationsriefung der Kristalle. *Z. f. Krist.* 78. 1931. 42—52.
6. Kallb, G.: Vizualerscheinungen auf den Hauptflächen isoharmonischer Kristallarten. *Z. f. Krist.* 75. 1930. 311—322.
7. Kunitz, W.: Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. *N. J. Min. Beil.* Bd. 60. 1930. 171—250.
8. Niggli, P.: *Lehrbuch der Mineralogie.* I. Berlin, 1924. II. Auflage.
9. Papp Ferenc: A Börzsönyi-hegység eruptív kőzetei. — Die Eruptivgesteine des Börzsöny-Gebirges. *Matem. és Term. tud. Értesítő* 49. 1932. 431—464.
10. Parker, R.: Die Kristallmorphologie im Lichte neuerer analytischer Untersuchungen. — *Fortsch. d. Min. etc.* 14. 1930. 75—142.
11. Riedl, G.: Zur Kristalltracht der Pyroxene. — *Min. u. petr. Mitt.* 35. 1921. 121—140.
12. Schmidt, A.: Daten zur genaueren Kenntnis einiger Mineralien der Pyroxengruppe. *Z. f. Krist.* 21. 1893. 1—55.
13. Stützel, H.: Die Tracht von Augiten aus Basalttuffen der Eifel. *N. J. Min. Beil.* Bd. 68. A. 1934. 223—240.

FÖLDTANI MEGFIGYELÉSEK A SZÉKESFOVÁROSI VÍZMŰ- VEK BŐVÍTÉSI MUNKÁLATAINÁL.

Irta: *Maros Imre.**

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN GELEGENTLICH DER ERWEITERUNGSARBEITEN DER BUDAPESTER WASSERWERKE.

Von *I. v. Maros.***

A budapesti vízművek bővítését a vízfogyasztás emelkedése és a „trianoni gát“ tették szükségessé. Utóbbi a Szentendrei sziget D-i csücsétől ÉK-re épült, a Duna balpartján. Célját elérte, amennyiben a meder K-i sávját eliszapolva, annak többi részét mélyebbé, a nemzetközi bajózás számára kényelmesebbé tette, de ezzel sajnos a vízművek régi kútjainak egy része használhatatlanná vált. E veszteség ellensúlyozására és a fokozódott vízszükséglet kielégítésére a Szentendrei szigeten több mint 50 új kutat létesítettek, az 1893 óta működött két Duna alatti vízvezető esatorna helyett pedig két járható alagutat készítettek, melyeken zárt esővekben hozzák át a vizet a szigetről. Az építkezések előtt a Dunaág mindkét partján számos kutató fúrással vizsgálták meg. Ezek, valamint az építkezések is, újabb érdekes bepillantást engedtek a környéknek egyébként már régebben ismeretes földtani viszonyaiba.

Schafarzik Ferenc már a vízművek felállításakor tanulmányozta ezt a területet, melynek részletes leírása megtalálható Schafarzik-Vendl „Geológiai kirándulások Budapest környékén“ című munkájában.

A legújabb munkálatok során napfényre került szép kövületanyagot Székelyné Somogyi Sára dr. írta le¹

E tanulmányokból tudjuk, hogy a Duna holocén hordaléka alatt következő agyag a mediterránba tartozik, pontosabban a legfelső burdigalien és a legalsó helvetien határán fekszik. Nem célom,

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1935. nov. 6-iki szakülésén.

** Vorgetragen in der Faehsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft am 6. Nov. 1935.

¹ Székelyné Somogyi Sára dr.: Adatok a káposztásmegyeri Duna meder geológiai viszonyaihoz. 1932.

hogy ezeket a régi megállapításokat újabb adatokkal vagy érvekkel támogassam, csupán kiegészíteni akarom azokat a saját megfigyeléseimmel. Ilyenekre két ízben volt alkalom: 1932 áprilisában, mikor D'Orvencs műszaki főtanácsos úr érte ítése alapján igazgató-ágom kiküldött a dunakeszi munkahelyen feltárt kövületek legyűjtésére, és 1934 februárjában, mikor Dr. Embler Sándor ügyvéd úr részére szakvéleményt készítettem a Duna jobb partjának átellenes részén, a „Kis Csillag” nevű telken tervezett artézi kút (a mostani Pütkösd-fürdő) tárgyában. Utóbbi a HÉV káposztásmegyeri állomásától Kre haladó át végén, közvetlenül a Duna partján fekszik.

A vízművek sorozatos fúrásokkal megvizsgálták ezt a part-részt is, a budai vízvezeték számára tervezett kutak szempontjából, a talált víz azonban nem bizonyult megfelelőnek. Ezek a próbafúrások a Duna holocén² hordaléka alatt agyagot találtak.

A Pütkösd-fürdőtől Ny-ra, a hegyek lábainál oligocén kiscelli agyag lukkai a felszínre, Kre, a Szentendrei szigeten pedig mediterrán agyag fekszik a Duna hordaléka alatt. A tervezett artézi fúrás helysége szempontjából fontos volt annak megállapítása, hogy középoligocén vagy mediterrán agyagban induljunk-e el, mert az utóbbi esetben nemcsak ennek, hanem még a felső oligocén rétegsornak a vastagságával is számolnom kellett volna. Kézi fúrással próbát vettem tehát az agyagból, mely a benne levő feraminit³ alapján kiscelli agyagnak bizonyult.

Érdeke ebb adatokat szolgáltatott a II. alagút 28 m mély, balparti kezdő aknája. Itt fölfelé kissé karesnűbbedő, négyzetes tornyot építettek, 1,5 m vastag vasbeton falakkal, aztán kibányászták alóla a talajt és lesüllyesztették a helyére. Ez jó ideig simán ment, de végül a torony megszorult és K-i oldalán megrepedt. Az akna legalsó 2 méterét tehát aulról kellett felfalazni. Ezt megelőzőleg jártam az aknában, melynek falai legalul zöldes-kékes szürke agyagból állottak. Bonne *cszörtan* esigák és kagylók héjai mutatkoztak. Az agyagot kb. arasznyi fehér limasella-réteg zárta le, mely jóformán tisztára ugyanazoknak a puhate tücsnek a héjaitól állott. E fölött szürkés-féher, külsőleg márgára emlékeztető vulkáni (dácit?) tufa következett, mely szabad szemmel látható kövületeket már egyáltalán nem tartalmazott, egyébként pedig még pontosabb közettani meghatározásra vár.

Székeslőyné a fúrási szelvények összekötése alapján a mediterrán agyagban antiklinálisokat és szinklinálisokat ismer fel. Ez

² A pleisztocénben a Duna magasabban járt és a Kiscelli platón rakta le kavicsát.

³ A fúrást részletesen ismertette Vitális Sándor dr. „A békásmegyeri új artézi kút” című dolgozatában (Hidrologiai Közöny, XV. köt., Budapest, 1935.)

összhangban áll azzal a gyűrődéses tektonikával, melyet Pávai Vajna Ferenc dr. és Horusitzky Ferenc dr. bogoztak ki a szomszédos területeken. Azonban itt is bebizonyult, hogy a természet nem dolgozik kaptafára: nincs gyűrt terület kisebb-nagyobb vetődések nélkül és viszont. A lumasellaréteg nyanyis kb. 1 m-es vetődést mutatott. Érdekes, hogy ennek a rétegnek a 6.8×8.6 m-es akna 4 falában megfigyelt metszési vonalaiból nem lehetett egységes síkot rekonstruálni, ami arra vall, hogy a réteg az akna kb. 50 m^2 -es keresztmetszetén belül is többszörösen összetöredezett.

Világos, hogy az agyagnak ez a töredezettsége okozta az említett technikai nehézségeket. A kaviczos, homokos fedüből leszivárgó víz síkossá tette a vetőlapokat, úgy hogy az akna mélyítése során támaszokat vesztett tömegek megesúsztak, megfogták és végigrepesztették a vasbeton bélést.

A kövületek egyenlőtlen eloszlását talán így is lehetne magyarázni, hogy a csigák, kagylók egy ideig szórványosan éltek, azután rendkívül kedvező viszonyok hirtelen bekövetkezése folytán rohamosan elszaporodtak és egymás hegyén-hátán nyüzsögtek a tenger fenekén.

Én azonban másképp látom a helyzetet: A csigák, kagylók sokáig nyugodtan éltek a maguk egyéni életét. Amelyik elpusztult, azt betemette az iszap. Az élők viszont mindenkor az iszap tetejére tartották magukat és így elpusztult társaik fölé kerültek. Ez az oka annak, hogy a kövületek vízszintes és függőleges irányban is *szórványosan* találhatóak. Egyszerre azután katasztrófa következett be: a vulkáni hamueső megmérgezte a vizet, a csigák, kagylók egyszerre elpusztultak az utolsó szálig. Ezért találhatóak egy rétegben olyan tömegesen és ezért hiányoznak a tufából teljesen.

Összefoglalva az eredményeket, megállapíthatom, hogy 1) A mediterrán agyag Dunakeszi vonalában nem terjed át a Duna jobb partjára. 2) A terület gyűrődéses tektonikáját apró vetődések sűrű rendszere komplikálja. 3) A dunakeszi lumasella nem élettani optimumot, nem virágzást, hanem tömeghalált, temetőt jelent.⁴

Földvári Aladár hozzászólásában említi, hogy a Szentendrei sziget D-i vége táján legutóbb két egymástól kb. 300 m-re eső akna közül a keletiben mediterrán-, a nyugatiban kiscelli agyagot tártak fel. Ebből következik, hogy a két képződmény tektonikai határa: a „termális vonal“ néven összefoglalt vetődéses pászta itt sem követi a Duna jobb partját, hanem (mint a Szent Margit-

⁴ Előadásom után Horusitzky F. barátom felhívta figyelmébiologie-ban (XVII. köt., 1—116. o.) „Biocoenose und Thanatocoenose“ met arra, hogy Dr. Erich Wasmund (Kiel) az Archiv für Hydrocímmeel hasonló elgondolásokat fejteget.

sziget és a fölött egykor létezett „fürdő sziget” nevű zátony esetében), itt is keletebbre terjed annál.

Ha elfogadjuk azt a föltevést, hogy a termális vizek a súlylyedő Alföld felől áramlanak a medence szélei felé, ahol a hegység felől jövő karsztvizekkel találkoznak, akkor a vetődéses zóna K-i eltolódása azt jelenti, hogy a Pünkösd-fürdő artézi kútjában a karsztvíz jut túlsúlyra. Ez magyarázza meg azt a tényt, hogy vize 333 m-től 556 m-ig nem mutatott számottevő hőemelkedést.

• • •

Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung unserer Budapester Wasserwerke sind aus der Literatur bekannt. Als Ergänzung führe ich eigene Beobachtungen an, die ich 1) bei der Ausarbeitung eines Gutachtens über die Möglichkeit einer artesischen Bohrung (heute Pünkösd-Bad) am rechten Donauufer gegenüber der Wasserwerke, 2) bei einem Besuch der Bauarbeiten des vom linken Donauufer unter dem Bett des Stromes auf die Szentendreeer Insel hinüberführenden Tunnels Nr. 11. sammelte.

Meine Resultate sind in aller Kürze die folgenden: Der am linken Donauufer und auf der Insel unter den helezänen Ablagerungen der Donau festgestellte mediterrane Ton (oberstes Burdigalien — tiefstes Helvetien) reicht hier nicht auf das rechte Ufer hinüber, da dort (im Pünkösd-Bad) in gleicher Lage bereits der mittel-oligozäne Kisceller Ton angetroffen wurde. 2) Die v. Fr. Dr. S. Székely-Somogyi auf Grund ganzer Serien von Bohrungen der Wasserwerke — von Dr. F. v. Páyai Vajna und Dr. F. Horusitzky auf Grund eingehender Feldarbeiten für diese Gegend festgestellte, gefaltete Tektonik wird durch ein System kleiner Verwerfungen kompliziert, die ich im 28 m tiefen Ausgangsschacht des erwähnten Tunnels beobachten konnte und die auch technische Schwierigkeiten verursacht hatten. 3) Die am Grund des Schachtes, zwischen dem grünlich-bläulich grauen mediterranen Ton und dem mikroskopisch noch nicht untersuchten, weissen, vulkanischen (Dacit?) Tuff gelegene, ca. 20 cm mächtige, fast ausschliesslich aus den im Ton zerstreut vorkommenden Muscheln und Schnecken bestehende Schicht — die eine schöne, 1 m messende Verwerfung zeigt — ist nicht das Zeichen einer durch ein biologisches Optimum bedingten, massenhaften Vermehrung, sondern stellt im Gegenteil ein Massengrab dar, das durch die in das Wasser fallende vulkanische Asche plötzlich getöteten (wahrscheinlich vergifteten) Weichtiere dar.⁵

⁵ Ähnliche Erwägungen veröffentlichte, wie mir Kollege F. Horusitzky mitteilt, Dr. Erich Wasmund in seiner Arbeit: „Biocoenose und Thanatocoenose“ (Archiv für Hydrobiologie, Bd. XVII., pag. 1—116.)

Dr. A. Földvári erwähnt, dass im östlicheren von zwei am Süden der Szentendreer Insel anlässlich angehoben, von einander ca. 300 m entfernten Schichten mediterraner-, im westlicheren aber Kisceller Ton gefunden wurde.

Dies bezeugt, dass die gewöhnlich unter dem Namen „thermale Linie“ zusammengefasste, brüchige Zone nicht genau am Fuss der Berge, oder am rechten Ufer der Donau verläuft, sondern stellenweise ostwärts ausgreift, was auch auf der Budapester Margit-Insel und der in früheren Zeiten N-lich von der elben vorhanden gewesen, „Báde-Insel“ genannten Sandbank zutrifft.

Ist die Annahme richtig, dass die Thermalwässer vom sinkenden Alföld (Tiefebene) den Rändern des Beckens zu trömen, wo sie mit den vom Gebirge kommenden Karstwässern zusammentreffen, so bringt es die O-liche Verschiebung der brüchigen Zone mit sich, dass im artesischen Brunnen des Pünkösöd-Bades das Karstwasser vorherrscht. Dies erklärt dann die Tatsache, dass das Wasser desselben von 333 m bis 556 m keine praktisch in Betracht kommende Temperaturerhöhung zeigte.

HIDROTHERMÁLIS ARAGONIT ANDEZITBŐL ÉS MÉSZKŐBŐL.

Irtá: *Kertai György.*

HYDROTHERMALE ARAGONITVORKOMMEN IN ANDESIT UND KALKSTEIN AUS UNGARN.

Von *G. Kertai.*

A három új magyarországi aragonit előfordulás közül az első igen szép kristályai, a másik kettő érdekes és ritka előfordulási körülményei miatt érdemli meg a leírást.

a) A 7 cm. nagyságot is elérő szép, lilá gyöngyösszűesű kristályok (morfológiai leírást l. a német szövegben) a Mátra hegység pyroxenaandezit effuziójának hydrotermális aszociációjához tartoznak. A lőtörésmutatók meghatározása a prizma módszer segítségével és az aragonitnál már ismert törésmutatók felhasználásával egyszerű számítás útján történt.

b) és c) A Felsőgalla-(Komárom m.) és Üröm-környéki (Budapest határában) triaszkorú mészkövek aragonit-kristályai idegen elektrolitban szegény közegben keletkeztek, — így tehát azt, hogy aragonitok, s nem kaleitok, a hőmérsékleti hatásnak s nem kémiai tényezőnek köszönhetik. Az aragonit- és kaleit kristályok kiválási és mennyiségi viszonyaiból következtetve a kiválási hőméréklet az ürömi előfordulásnál 30–70°, a felsőgallainál 50–70° C.

Am Südwesthang des Mátra-Gebirges, in der Ortschaft Gyöngyöszücsi des Komitates Heves kamen gelegentlich einer Tiefbohrung schöne Aragonit-Stufen zum Vorschein. Diese wurden mir vom Herrn Chefgeologen Gy. Vigh zur Bearbeitung überlassen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besten Dank ausspreche. Der Bohrer bewegte sich, bevor er die Aragonit-Stufen erreichte, in dichtem Gestein, das mit dem Effusivgestein des Vár (Festungs-) Berges von Gyöngyöspata identisch und nach der Bestimmung des Herrn Professors B. Mauritz ein Pyroxenandesit ist. In der Umgebung von Gyöngyöszücsi erlitt dieser Andesit an mehreren Stellen postvulkanische Veränderungen, namentlich Propylitisierung, man findet in demselben mit Quarzkristallen angefüllte Adern und dieses Gestein enthält auch den quarzigen, hydrothermalen Sphalerit-Galenit-Pyrit-Gang von Gyöngyösoroszi. Unmittelbar vor dem Aragonit war auch der dichte Andesit des Bohrkerns von Adern mit quarziger Füllung durchsetzt. Nach den Feststellungen J. Noszky's wurde die Gegend von Gyöngyöszücsi im frühen Pannon von gewaltigen Verwerfungen betroffen, durch welche die vulkanischen Agenten mit Leichtigkeit ihren Weg an die Oberfläche finden konnten.

Nach alledem sind diese Kristalle in dem von S. Koch festgestellten genetischen System der ungarischen Mineralvorkommnisse in die hydrothermalen Mineralassoziationen der tertiären Andesite einzureihen.

Es kamen zweierlei Kristalle zum Vorschein:

1. Wa erkläre, oder gelbliche, 3 mm Breite, 35 mm Länge erreichende Nadeln, sämtlich polysynthetische Zwillinge nach (110). Von diesen Kristallen ragt in der Regel nur die Spitze aus der Masse der dieselben Monte'artig umhüllenden, gelben Kalzitrhomboeder heraus. Sie bestehen aus Kombinationen der drei Formen $b(010)$, $k(011)$ und $m(110)$.

2. 15 mm Dicke und 74 mm Länge erreichende Kristalle von schöner violetter Färbung, welche letzere lebhaft an die von K. Zimányi beschriebenen dognäeskaer Kristalle erinnern. Hinsichtlich der Ausbildung ihrer Formen, stimmen jedoch dieselben nicht mit dem durch steile Pyramiden gekennzeichneten Habitus der kontakt-pneumatolitischen Vorkommen überein, sondern erinnern an die hydrothermalen Aragonite von Urvölgy und Selmebánya. Es treten dieselben Flächen, wie beim ersten Typus auf, doch begegnet man nicht nur polysynthetischen, sondern auch zyklischen Zwillingen. Die angestrebte pseudohexagonale Form der Zwillinge wird durch die polysynthetischen Kristalle gestört. Die Messungen wurden an der ganzen Stufe mit dem Kontakt-, an den von den Kanten abgesprengten Splintern mit dem Reflexionsgoniometer durchgeführt.

Die Messungen ergaben die nachstehenden Daten:

Flächen:	Indicex:	Kontaktgon:	Reflex Gon:	Berechnet:
b : m	(010) : (110)	58°30'	58°06'	58°06'
b : m'	: ($\bar{1}$ 10)	—	121°31'30"	121°54'
m : m'	(110) : ($\bar{1}$ $\bar{1}$ 0)	64°30'	63°46'	63°48'
m : m''	(110) : ($\bar{1}$ 10)	118°	116°_1'	116°12'
b : k	(010) : (011)	—	54°30'	54°13'30"
b : \underline{b}	(010) : ($\underline{0}$ 10)	62°30'	—	63°48'

Die Menge des Farbstoffes der violetten Kristalle ist so gering, dass die chemische Bestimmung desselben keinen Erfolg verhiess. Ob die optischen Eigenschaften durch den Farbstoff beeinflusst werden, suchte ich durch die Bestimmung des Brechungs-exponenten festzustellen. Die optische Orientierung des Aragonits ist bekanntlich $c = a$, $a = b$, $b = c$, spitze Bissectrix = die c Achse.

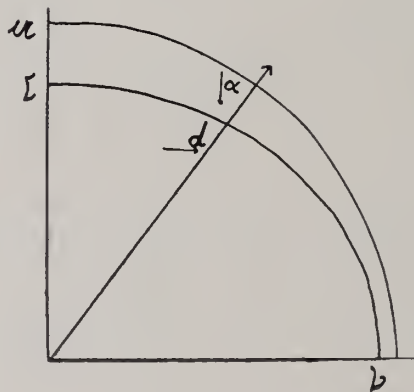


Fig. 73. ábra.

An den Kristallen ist nur die c -Zone mit gut spiegelnden Flächen ausgebildet und so konnten als Brechungsprisma zu der mit Hilfe der kleinsten Abweichung durchgeführten Bestimmung die Flächen der Formen (110) und (010) benutzt werden. Von den 7 untersuchten Kristallsplittern war nur ein einziger klar genug, um in dem von den Flächen (110) und ($\bar{1}$ 10) gebildeten symmetrischen Prisma die Messung des am wenigsten abgelenkten Strahles zu ermöglichen. In diesem Fall bewegte sich also der Strahl parallel mit der b -Achse und lieferte bei horizontaler Nicolstellung den Brechungsindex $\beta = 1.6813$. In den übrigen Fällen schloss jedoch der im Kristall sich bewegende Strahl in dem durch die Flächen (110) und (010) gebildeten Prisma gemessen einen

schiefen Winkel mit den beiden Richtungen der geringeren Elastizität ein. Im letzteren Fall konnte also nur der Brechungs exponent $\alpha = 1.5308$ bestimmt werden. Diese Werte stimmen nahezu mit den bekannten Werten der Brechungs exponenten des Aragonits überein. Der violett färbende Stoff beeinträchtigt demnach den optischen Charakter nicht in bedeutenderem Mass. Die optische Orientation zeigt für diese Fälle die Fig. 73. Bei horizontalem Nicolstand erhält man also einen Mittelwert zwischen b und c . Der Brechungs exponent ist bekannt. Die Lichtbrechung unserer Kristalle weicht nach dem genau gemessenen α -Wert nicht wesentlich von den in der Literatur vorfindbaren bisherigen Messungsdaten ab. Die Bestimmungen waren mit Rücksicht auf die Unterschiede der physikalischen und chemischen Verhältnisse der einzelnen Fundorte notwendig. Bei Aragoniten von gleicher Lichtbrechung erfolgen die in der Doppelbrechung auftretenden Veränderungen innerhalb eines elliptischen Hauptschnittes naturgemäss proportional. So ist das Verhältnis der auf die Hauptschnitte bezogenen kurzen und langen Durchmesser bei den verschiedenen Fundorte beständig: $\frac{a}{b} = K = 1.0026$.

Mit Hilfe der stereographischen Projektion ist der Winkel des schiefen Strahles z. B. zur b -Achse leicht zu berechnen $= 29^{\circ} 12' 15''$. Diese Daten substituiren wir in die analytische Gleichung der Ellipse des betreffenden optischen Hauptschnittes. Bekannt sind: der Brechungs exponent $d/1.6829$, der Winkel β' und K (siehe Fig. 74.). In Anbetracht dessen, dass die entsprechenden

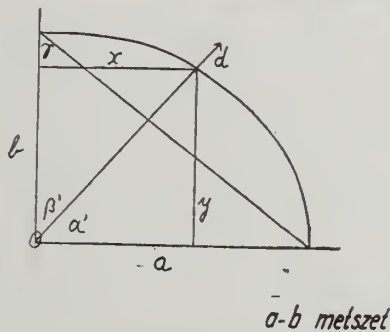


Fig. 74. ábra.

Durchmesser der Ellipse im verkehrten Verhältnis zu den Brechungs exponenten stehen, wird falls das Resultat der Messung für den schiefen Strahl d ist, $a = \gamma$ und $b = \beta$.

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1; \quad \frac{d^2 \sin^2 \beta'}{a^2} + \frac{d^2 \sin^2 \alpha'}{b^2} = 1;$$

$$b = \frac{a}{\operatorname{tg} \gamma}; \quad \frac{a}{b} = K; \quad \operatorname{tg} \gamma = K;$$

$$\frac{d^2 \sin^2 \beta'}{a^2} + \frac{d^2 \sin^2 \alpha' \cdot \operatorname{tg}^2 \gamma}{a^2} = 1$$

$$\sqrt{d^2 (\sin^2 \beta' + \sin^2 \alpha' \cdot K^2)} = a$$

$$a = d \sqrt{\sin^2 \beta' + \sin^2 \alpha' \cdot K^2}; \quad b = \frac{d}{K} \sqrt{\sin^2 \beta' + \sin^2 \alpha' \cdot K^2}$$

Diese so berechneten und gemessenen Werte:

$$\underline{\gamma} = 1,6829 \sqrt{\sin^2 29^\circ 14' 15'' + 60^\circ 45' 45'' \cdot 1,0026^2}$$

$$\underline{\beta} = \frac{1,6829}{1,0026} \cdot \sqrt{\sin^2 29^\circ 14' 15'' + \sin^2 60^\circ 45' 45'' \cdot 1,0026^2}$$

Na 20° C	α	β	γ
Resultat der Messung:	1,5308 \pm 0,00005	1,6813 \pm 0,0002	—
Berechneten Wert:	—	1,6817 \pm 0,0002	1,6861 \pm 0,0002
Offret:	1,53 0	1,6811	1,6857
Wüncser:	1,5306	1,6807	1,6852
Marbach:	1,5301	1,6810	1,6859
Melczer:	1,5295	1,6805	1,6848

Die drei Brechungsexponenten wurden also an einem Prisma bestimmt, im Prinzip als Resultat zweier Messungen. Die Fehlergrenzen der berechneten Daten sind nicht grösser, als die Fehler der an schlechter spiegelnden oder geschliffenen Prismen gemessenen Werte. Das Resultat der kontrollierenden Messung weicht von den berechneten Daten nur unwesentlich ab.

* * *

Die beiden anderen neueren Aragonit-Vorkommen sind an Sedimentgesteine gebunden und gehören ebenfalls zum hydrother-

walen Typus. Als Produkte der pleistozänen und holozänen Thermen des Budaer Gebirges wird der Aragonit schon seit langer Zeit erwähnt. Schafarzik stellt den Aragonit als vorletztes Glied der an Thermalquellen gebundenen Mineralsukzession dahin. Nach seiner Meinung entsteht der Aragonit beim Austritt des Thermalwassers aus dem Quellentrichter durch die rapide Zersetzung des $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$. Als Aragonite werden auch die Pisolithe des Vár-(Festungs-) Berges und des Kisceller Plateaus, die den Limonit vom Csillag-Perg begleitenden schaumigen Krusten, ferner in neuerer Zeit auch die karfiolartigen Gebilde der Höhlen des Pál-Tales, sowie der Szemlő- und Ferenc-Berge angeführt. Die Angaben bezüglich der Vorkommnisse des Aragonits sind jedoch im allgemeinen einander widersprechend und unklar. So gelangte z. B. in das Höhlenmuseum von Postumien als Unikum eine mit der Aufschrift Aragonit versehene Stufe vom „Aragonit-Gang“ der Höhle vom Ferenc-Berg. Die Untersuchung der oben erwähnten pleistozänen Bildungen des Vár-Berges, Kisceller Plateau, der Róka-, Csillag- und Szemlő-Berge, des Pál-Tales, sowie von 9 Proben aus der Höhle des Ferenc-Berges ergab in allen Fällen Kalzit. Die Untersuchungen wurden einerseits nach der Meigen'schen, andererseits nach der ausgezeichneten Leitmer-Feigl'schen Reaktion, ferner in Dünnschliffen auf optischen Weg durchgeführt. Die aus den Höhlen herkommenden karfiolartigen Bildungen waren bestimmt niemals Aragonite. Dies erhellt aus dem Bild der Dünnschliffe, so wie auch aus der Tatsache, dass an den heute in den Höhlen entstehenden Gebilden ganze Massen von mikroskopischen Rhoomböden und Skalenoedern anzutreffen sind.

Auch die Pisolithe von Vár-Berg zeigen nicht die chemische Natur des Aragonits, es geht denselben im Orthoskop das charakteristische schwarze Kreuz und hiermit das konzentrische Kristallitgefüge ab. (Der konzentrisch schalige Bau lässt nicht mit Sicherheit darauf schliessen, dass das Material wirklich Paramorphosen nach Aragonit darstellt. Dies beweist z. B. auch die im Mané-Stollen von Alsósajó beobachtete Erscheinung, wo die auf den Boden des Stollens herabgefallenen Ankeritkörner vom darauf tropfenden Wasser nicht nur mechanisch abgerundet, sondern durch den aus dem Wasser ausgeschiedenen Kalzit auch mit prächtigen, konzentrischen schaligen Krusten umhüllt werden). Trotz alledem kann — den Vorkommnissen von Üröm und Fel ögalla gegenüber — der Paramorphosen-Charakter der Pisolithe vom Vár-Berg und von Kiscell akzeptiert werden, u. zw. in Anbetracht dessen, dass sie zur Oberfläche des Geländes näher liegen und die Umwandlung in Kalzit nach den Untersuchungen Marchach's durch die Gegenwart von Wasser bedeutend beschleunigt wird.

Im Herbst 1932. fand ich an der Sohle des 800 m von der Grenze der Hauptstadt gelegenen grossen Ürömer Steinbruches

eine kleine Höhle. Diese zieht sich mit einer Öffnung von $1\frac{1}{2}$ m über eine Strecke von 8 m gegen W, dahin hiernach wendet sie sich gegen S. u. dann wieder gegen W, wo sie sich nach einer Gesamtlänge von 20 m abwärts wendet und endgültig verengt. Die Wände der im dichten Dachsteinkalk gelegenen kleinen Höhle sind durch massenhafte, glitzernde Aragonit Kristallnadeln bedeckt. Die sogar 1 cm erreichenden Nadeln sitzen auf dem plattig korrodierten reinen Kalkstein in der Begleitung schammigen kryptokristallinen Aragonits und kleiner Kalzitrhoeder.

Es ist aus den Untersuchungen von Vater, Meigen, Adler, Bauer und besonders Leitmeier bekannt, dass das Aragonit-Kalzit Ausscheidungs-gleichgewicht durch fremde Elektrolyte

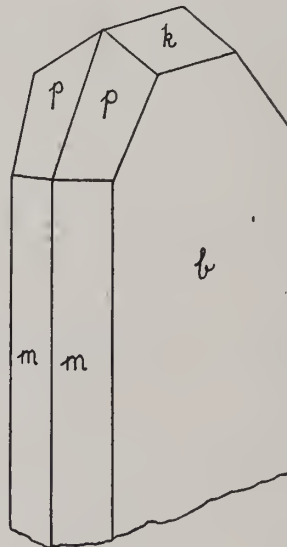


Fig. 75. äbra.

zu Gunsten des Aragonits beeinflusst wird. Aus diesem Grund kommt der Aragonit am häufigsten in der Paragenese aus Calciumarmen, jedoch an fremden Elektrolyten reichen Lösungen ausgeschiedener Minerale, also in Ergänzten oder auf eisernen Hütten, und nur sehr selten in Kalksteinen vor.

Die Untersuchungen von Rose und Linck zeigten, dass aus Lösungen über 70° C Aragonit, zwischen 70 – 30° C Kalzit und Aragonit, unter 30° C Kalzit ausgeschieden wird. Hieraus folgt, dass die Entstehung der Aragonitkristalle am genannten Vorkommen nicht chemischen, sondern Temperatur-Wirkungen zu verdanken ist. Unter- und oberhalb des Aragonits sind Kalzitrhoeder von gleicher Ausbildung anzutreffen, deren Ausscheidung die des Aragonits durchwegs begleitete. Die Menge des Aragonits ist jedoch

bedeutend grösser, die Ausscheidung erfolgte demnach zwischen 50—70° C.

Die Aragonitkristalle sind einfach oder verzwillingt. Von den 50 untersuchten Kristallen sind 28 aus 2—3 Lamellen nach (110) zusammengesetzte, polysynthetische Zwillinge. Die Ausbildung der Formen betreffend findet man 1. sehr dünne Tafeln nach (010) mit den Flächen b -(010), m -(110), k -(011) und p -(111). (Siehe Fig. 75.), denen sich selten vizinale Flächen (0 k 1) mit hohem k -Index und eine ebenfalls schlecht reflektierende, sehr steile Bipyramide zugesellen. 2. Ungemein dünne Nadeln mit der steilen vizinalen Bipyramide und den Formen b -(010) und k -(011). Die bestimmten Daten sind die folgenden:

Fläche :	Index :	Gemessen :	Berechnet :
$b : m$	(010) : (110)	58° 06'	58° 06'
: p	: (111)	64° 50' 30"	64° 46'
: k	: (011)	54° 16'	54° 13' 30"
$m : m'$	(110) : ($\bar{1}\bar{1}0$)	63° 50'	63° 48'
$p : p'$	(111) : ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$)	86° 23'	86° 24' 30"
$k : k'$	(011) : ($0\bar{1}\bar{1}$)	71° 32' 30"	71° 33'
$m : p$	(110) : (111)	36° 22'	36° 11' 19"
$b : \underline{b}$	(010) : ($0\bar{1}0$)	64° 01'	63° 48'
$k : \underline{k}$	(011) : ($0\bar{1}\bar{1}$)	36° 03'	35° 59' 21"

* * *

Aus der Sammlung des Herrn Dr. R. Streda untersuchte ich an das Vorkommen von Üröm erinnernde Kristalle vom Felsőgallaer Kőbánya-(Steinbruch-) Berg. Auf gelblichen Kalzitsockel sitzen die wasserklaren und weissen Aragonite in der Masse 1—3 mm grosser, feiner Kalzitrhoeder. Die Ausscheidung lag also zwischen 30—70°C. Die reinen Nadeln des Aragonits gehen ohne scharfe Grenze in das paramorphosenartig undurchsichtige, weiter unten durchscheinende Kalzitmineral über. Die Grösse der Kristalle erreicht die 12 mm, sie sind entweder einzeln aufgewachsen, oder bilden strahlig gebündelte Massen. Von den 50 untersuchten Kristallen waren 12 Zwillinge. Die gemessenen Kristallformen sind: b -(010), m -(110) und k -(011). Von den einfachen Kristallen kamen die unter 1 mm bleibenden, jenen von Üröm ähnlichen Nadeln auch hier mit der vizinalen Pyramide kombiniert vor.

Nach alledem lassen sich die beiden beschriebenen Aragonitvorkommen in der von F. Schafarik festgestellten Sukzession der thermalen Minerale nicht an den Platz des Aragonits einfügen, sondern sind mindestens zwischen die zweite Baryt- und zweite Kalzit-Ausscheidung zu stellen.

Zum Schluss kann es festgestellt werden, dass die Vorkommnisse von Üröm und Felsőgalla die ersten an Sedimentgesteine gebundenen kristallinen Aragonite Ungarns sind.

(Mineralogisch-Petrographisches Institut der
Pázmány Péter Universität Budapest. Direktor:
Prof. Dr. B. Mauritz.)

IRODALOM. — SZRIFFTUM.

1. Mauritz B.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei.
 2. Noszky J.: A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai.
 3. Koch S.: Magyarország jelentősebb ásvány előfordulásai. Reichert—Zeller—Koch: Ásványhatározó. III.
 4. Zimányi K.: Adatok a dogonáskai rózsaszínű aragonit kristálytani ismeretéhez. Természettudományi füzetek XXII. 1899.
 5. Ramsay W.: Methode zur Bestimmung der Brechungsexponenten usw. Z. Kryst. 12. 203.
 6. Viola C.: Über eine neue Methode die drei Hauptbrechungsindizes eines beliebigen doppelbrechenden Krystalls zu bestimmen. Z. Kryst. 52. 1899. 66. 543.
 7. Poekels F.: Lehrbuch der Krystalloptik.
 8. Schafarzik F.: Visszapillantások a budai hévforrások fejlődéstörténetére. Hidr. közl. I. 9.
 9. Schréter Z.: Harmadkori és pleistocén hévforrás tevékenység nyomai a budai hegységben. Földt. Int. évkönyv. 19. 179 o.
 10. Reichert R.: Badaesonyi aragonit. Földt. Közl. 1932.
 11. Leitmeier H.: Zur Kenntnis der Karbonate. I, II. N. Jahrb. 1910. 66. 1916. 655.
 12. Linck G.: Die Bildung der Oolithe und Roggensteine. N. Jahrb. 1903. 16. 500.
-

RÖVID KÖZLEMÉNYEK — KURZE MITTEILUNGEN.

BÖLÉNYCSONTVÁZ A M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET
MUZEUMÁBAN.

Irta: *Mottl Mária dr.*

WISSENSKLETT IM MUSEUM DER KGL. UNG.
GEOLOGISCHEN ANSTALT.

Von: *Dr. Maria Mottl.*

Még 1911-ben történt, hogy kúskereső cigányok a krassószőrényvármegyei paneleászkai erdőben egy, — a később Böckh Jánosról elnevezett, — barlangra bukkantak, amelynek a főcsarnokában egy fiatal medve és nem messze tőle egy bölény csontváza feküdt. Az Osztrák-Magyar Államvasúttársaság értesítésére a m. kir. Földtani Intézet Igazgatósága Kormos T. dr.-t küldte a leletek begyűjtésére, amelyek a Vasúttársaság ajándékaképpen 1912-ben kerültek a Földtani Intézethez. (Lásd Kormos T.: Középkori bölény- és medvedadások nyomai a krassószőrényi hegységben. Természettudományi Közöny, 1912. évi kötet, 267. oldal.) A barnamedve mellett egy XII—XIII. sz. korabeli vasnyílhegy feküdt, míg a bölény kora a csontok eseppkőbekéregzése alapján 1000 évesnél is többre becsülhető. Az érdekes leletek annakidején részben preparálva is lettek, később azonban feledésbe mentek, míg ez év tavaszán, tehát immár 23 évvel a begyűjtés után, a réceus csontgyűjtemény rendezése közben a bölény vázrészeire bukkantam. A szarvasapok, néhány borda, kéz és lábközépcsonton kívül a vázon alig akadtt kiegészíteni való, ami egyrészt a csontváz értékét emeli, másrészt pedig az összeállítási munkálatokat — amelyeket Háberl Viktor preparátor segítségével végeztem el — nagymértékben megkönnyítette. Kormos T. dr. szerint az állat koponyáját valószínűleg a bölényvadászok esonkították meg, mert pl. a Kaukázusban még ma is megvan az az ősi szokás, hogy a bölény szarvából ivóedényt készítenek.

A váz nem az ősbölény (*Bison prisceus* B. o. j.) hanem a rövidszarvú európai bölény (*Bison bonasus* L.) egy nőstényének a csontváza.

A *Bison* genus első képviselői már a felső pliocénben jelennek meg. Ilyen pl. az Indiából és Java szigetéről ismert *Bison sivalensis* Falc. Már a pleisztocén elején úgy Európában, mint Amerikában nagytermetű-hosszúszarvú és kisebbtermetű-rövidszarvú bölényalakok éltek, amelyeket Hülzheimer (Dritter Beitrag zur Kenntnis der Bisonten, Archiv f. Naturgesch. Bd. 84. Abt. A. H. 6. 1918) két külön törzsbe is sorolt. A Földtani Intézet muzeumában kiállított jégkorszaki bölénykoponyák mind a nagytermetű, hosszúszarvú formái a fiatal paleolitikumban kihaltak, míg a rövidszarvú típus mind a mai napig fennmaradt.

Azelőtt az európai bölény egész Középeurópában elterjedt volt és Erdélyben a XVIII. sz.-ig fenntartotta magát. Teljesen vadon ma már csak a Kaukázusban él.

A Földtani Intézet muzeumában kiállított bölényváz tudományosan feldolgozva még nincs. A koponya basilaris hosszúsága = 45 cm, legnagyobb orbitalis szélessége = 27.5 cm, míg az első nyakcsigolyától a keresztcsont végéig mért hosszúság = 117 cm. Nagy kár, hogy a Böckh János-barlang medve-cntváza az idők folyamán elkallódott. Az összeállított bölényváz kettős értékű. Először, mert eddig ez az egyetlen ilyen lelet hazánkban és külföldön is nagyon ritka, másodsor, mert a honfoglalás körüli időkből való.

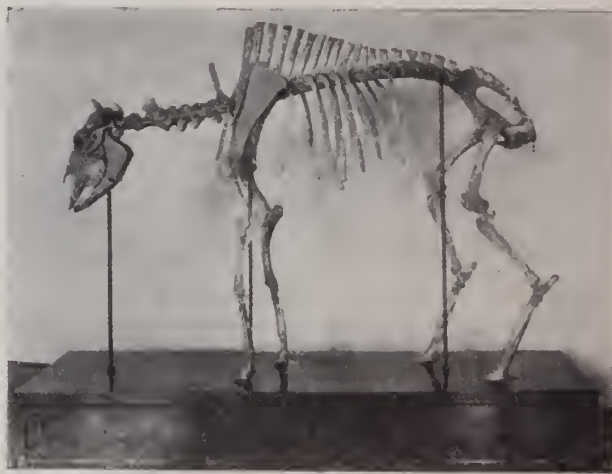


Fig. 76. ábra.

Die museale Sammlung der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt wurde in jüngster Zeit durch ein neues Skelett bereichert. Das Skelett ist in der Böckh János-Höhle (Kom. Krassó-Szörény) gefunden worden und gelangte im Jahre 1912 als Geschenk der Öst.-Ung. Staatsbahngesellschaft an die Kgl. Ung. Geol. Anstalt. Die Skeletteile wurden von Th. Kormos gesammelt, teilweise präpariert, doch gerieten die wertvollen Funde in Vergessenheit, bis ich sie im Frühjahr dieses Jahres, beim Ordnen des Vergleichsmaterials wieder fand und sie mit Hilfe unseres Preparators V. Haberl — zusammenstellte. Die Skeletteile gehören nicht dem *Bison priscus* Boj. sondern der kurzhörnigen europäischen Art *Bison bonasus* L. an. Ihre wissenschaftliche Bearbeitung hat bisher noch nicht stattgefunden. Das im Museum der Geol. Anstalt aufgestellte Wisenskelett ist von doppeltem Wert. Erstens, ist es bisher in Ungarn der einzige derartige Fund, der auch im Ausland sehr selten ist, zweitens, weil er aus der Zeit unserer Landnahme stammt.



Dr. Jaskó Sándor
1935

- 1 = Holocén, — Holozän,
- 2 = Pleisztocén barna agyag, — Pleistozäner brauner Lehm.
- 3 = Pleisztocén vörös agyag (terra-rossa), — Roter Lehm, Terra rossa.
- 4 = Pleisztocén lösz, — Pleistozäner Löss.
- 5 = Neogén terrásmészke, Neogener Süßwasserkalk.
- 6 = Középtriász fehér és világosszürke mészkő, — Mittlere Trias, weißer und hellbrauner Kalkstein.
- 8 = Középtriász (ladini) dolomit, — Mittlere Trias, Ladiner Dolomit.

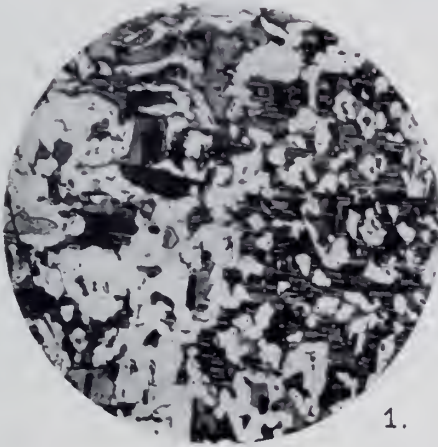
- 9 = Középtriász (anisusi) sötétszürke mészkő, — Mittlere Trias, dunkler anisischer Kalkstein.
- 10 = Középtriász sárga mészkő kővületekkel, — Mittlere Trias, gelber fossilienführender Kalkstein.
- 11 = Alsó triász, campili lemezkes mészkő, — Untere Trias, Campiler Plattenkalk.
- 12 = Alsó Triász, márgapala, — Untere Trias, Mergelschiefer.
- 13 = Alsó triász, szilánkos mészkő, — Untere Trias, Splittiger Kalkstein.

- 14 = dőlés, — Fallen, 15 = előre állított rétegek — Senkrecht einfallende Schichten, — 16 = vető, — Verwerfung, 17 = vető horizontális eltolódással, — Verwerfung mit horizontaler Verschiebung, 18 = antiklinális tengely, — Antiklinalachse, 19 = szinklinális tengely, — Synklinalachse, 20 = kővületek helye, — Fossilienfundort, 21 = dolina, — Doline, 22 = kőfejtő, kavicsgödör, — Steinbruch, Schottergrube, 23 = barlang, — Höhle, 24 = forrás, — Quelle, 25 = hővizű karsztforrás, — Karstquelle, 26 és 27 = gyűrt rétegek, — Gefaltete Schichten.

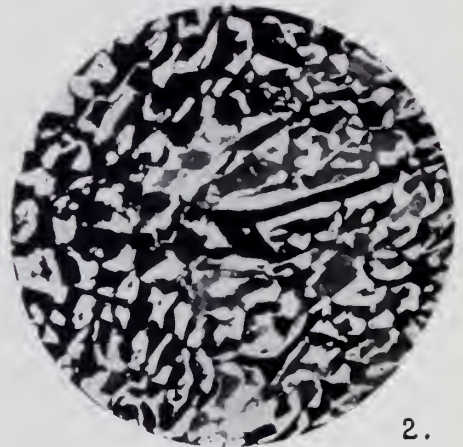
A térkép déli szélé részben Schröter felvétele (1925-28) nyomán készült



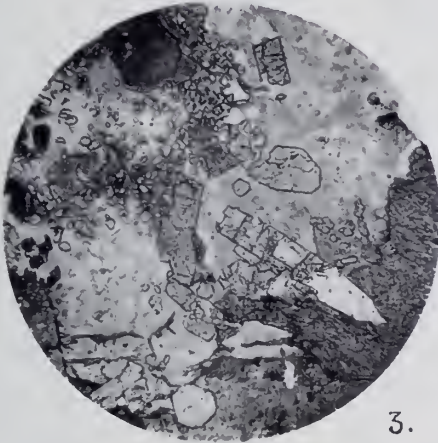
Differentiate und Kontaktgestein,
von Szarvaskő.
v. SZENTPÉTERY—EMSZT:
Magmahasadási és érintkezési kőzetek,
Szarvaskőről.



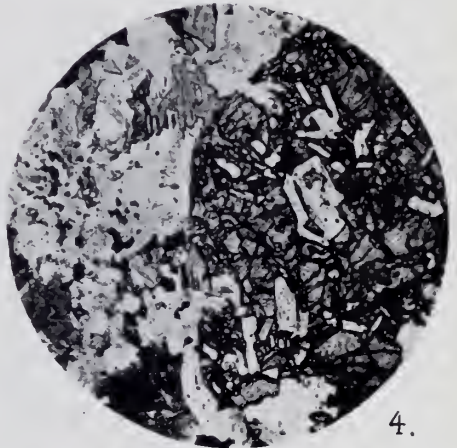
1.



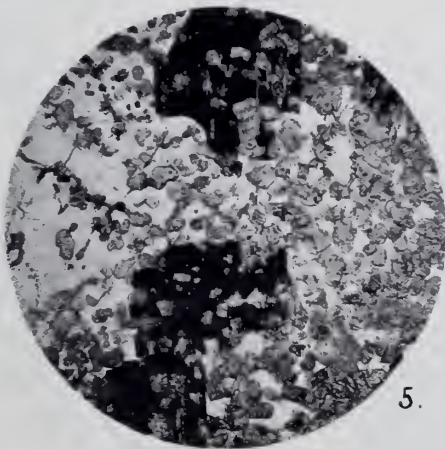
2.



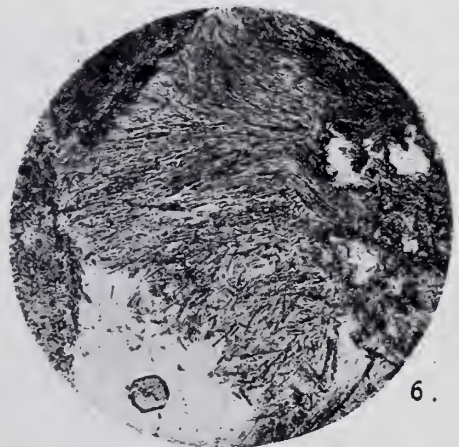
3.



4.



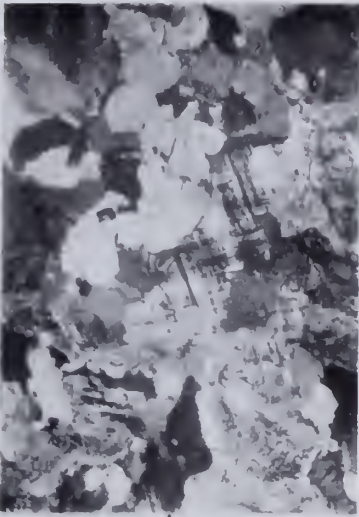
5.



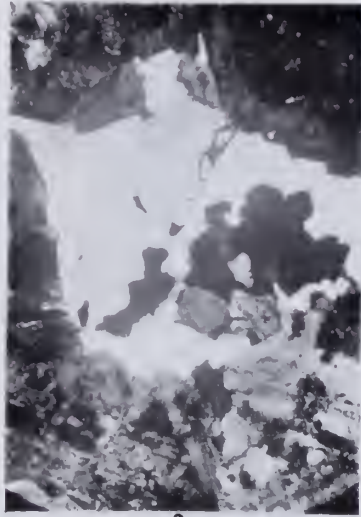
6.

K. STEINERT: Adatok a Kárpátokon belüli terület gránitjainak ismeretéhez.

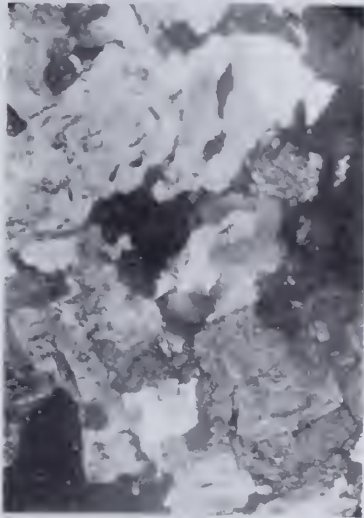
Beiträge zur Kenntnis der innerkarpatischen Granite.



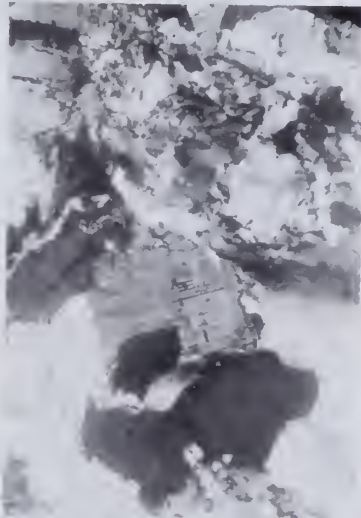
1.



2.



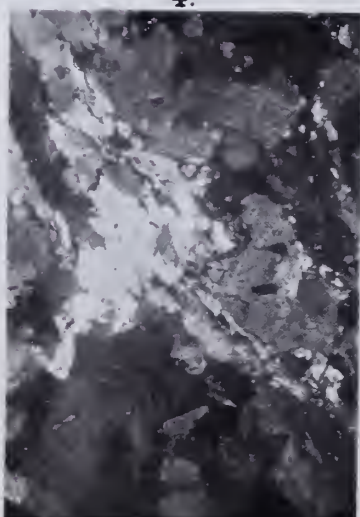
3.



4.



5.



6.

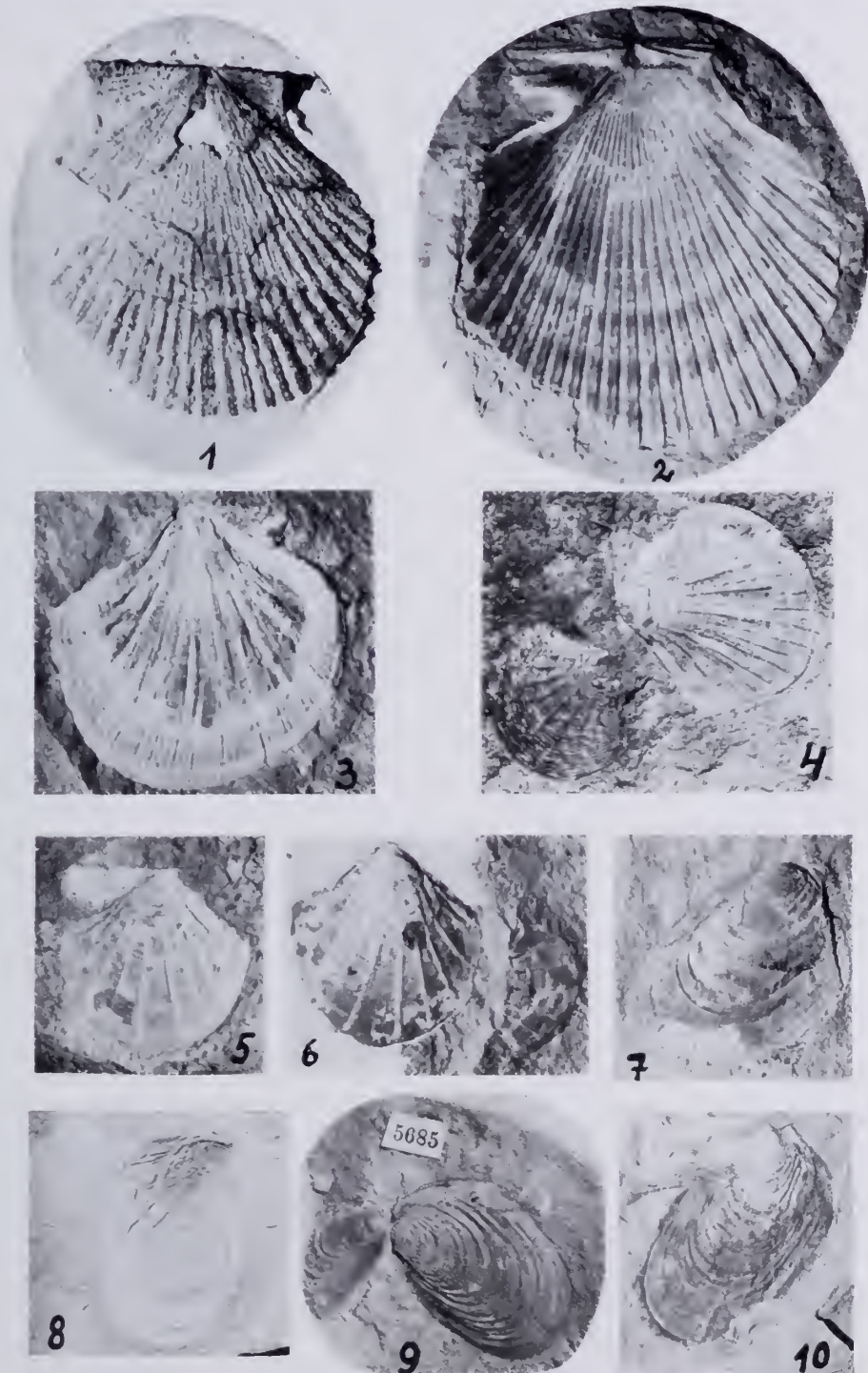
1. Biotit—Granit mit Mikroklin Pressburg.
2. Biotit—Granit mit Oligoklas, Zobor-Berg

3. Zwei-Glimmer Granit mit Oligoklas, Orthoklas und undulösem Quarz
4. Zwei-Glimmer Granit mit Oligoklas und Orthoklas Schmecs Kämmchen.

5. Zwei-Glimmer Granit mit Oligoklas und Orthoklas, Weissertal
6. Zwei Glimmer Granit mit zertrümmertem Quarz, Schmecs

Stájerországi slir-fauna és új alakjai.

I. MEZNERICS: Steiermärkische Schlierfauna und ihre neuen Formen.



Tafeleiklárung:

- 1, 2. *Pecten (Chlamys) kautskyi* nov. spec.
- 3, 4, 5, 6. *Amussium (Variamussium) felsineum* For. var. *styroica*.
- 7, 8, 9, 10. *Lima (Montellina) labáni* nov. spec.



