

1939—40. II.



A MAGYAR
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE

MŰKÖDÉSI
JELENTÉSEK

*RELATIONES ANNUAE
INSTITUTI
GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI*

NOTITIA ACTORUM



BUDAPEST
1948

KIADJA A M. ÁLL. FÖLDTANI INTÉZET.

Szerkesztette: a magyarnyelvű részt dr. Marzsó Lajos,
a németnyelvű részt dr. Bandat Horst.

Felelős kiadó: dr. Szalai Tibor.

JELENTÉS AZ 1939. ÉVI KÖZÉPSŐ IPOLY-MENTI GEOLÓGIAI FELVÉTELEIMRŐL

(1 térképmelléklettel)

Irta: D r. P á v a i - V a j n a F e r e n c.

A m. áll. Földtani Intézet igazgatóságának rendelete szerint — tulajdonképpen Balassagyarmat környékének geológiai felvétele lett volna feladatomban — L ó c z y igazgató úrral való előzetes megállapodásunk értelmében azonban a távolabbi területek bejárása is szükségesnek mutatkozott. A régebbi geológiai felvételek alapján ugyanis valószínűnek látszott, hogy Balassagyarmattól Ny-ÉNy-felé Léváig, egy olyan paleozoós és mezozoós hegység-rész merült a miocén második felében tenger alá, amelynek tektonikus mozgásai befolyással lehettek a Balassagyarmat-környéki oligocén-miocén medencerész kialakulására és hegyszerkezetére is. Tehát először is ezzel a régi hegységpáasztával kellett megismerkednem, hogy különösen a feldolgozandó medencerész hegyszerkezeti kialakulására útbaigazításokat találjak.

Mivel ugyancsak a régebbi geológiai felvételek (I d. N o s z k y) rétegtani megállapításai azt az alapos gyanút keltették, hogy a Cserhát-környéki oligocén-miocén medence nemcsak töréses, hanem gyűrődéses szerkezetű is, ugyancsak szükségesnek mutatkozott minél nagyobb terület bejárása, hogy az utóbbi jelenségre vonatkozólag áttekintést szerezhessenek. Ezért azután az ez év folyamán kialakult É-i országhatártól D-re Léva, Vámosladány, Deménd, Kemence, Hont, Nagyoroszi, Mohora, Nógrádsipek, Nagylóc, Sóshartyán, Etes, Piliny, Nógrádszakál, Ipolytarnócig terjedő hatalmas, több mint egy egész 1:75.000-es térképlapnak megfelelő terület felépítésével és hegyszerkezetével sikerült megismerkednem.

Bár 1:25.000-es méretű lapokon dolgoztam, mivel ezen a vidéken az oligocén és miocén időbeli képződmények elhatárolását illetően még a viták nem jutottak nyugvópontra, egyelőre csak az

1 : 75.000-es méretben kívánom lerögzíteni azokat a rétegdőlési adattaim alapján mutatkozó parallel redőzéseket, amelyeket eddig jóformán csak a felszíni feltárások alapján a fenti területen állapíthattam meg mint olyant, ami az eddigi hegyszerkezeti felfogáshoz képest új. Ha ugyanis az ugyancsak ebben az évben megjelent id. Noszky Jenő-féle: „A Cserhát-hegység földtani térképe“-nek erre a vidékre eső részét megnézzük, alig találunk a jórészt kattiai és pleisztocén üledékeket feltüntető térképen más rétegdőlési irányt, mint ÉNy-it, ami legfennebb töréses szerkezettel volna magyarázható, amit úgy látszik igazolnak a D felé mind sűrűbben fellépő andezit telérek.

Amint már előrebocsátottam, id. Noszky Jenő kartársamnak a Földtani Intézet térképtárában őrzött régebbi felvételi lapjai sokkal nagyobb terület-sávokon tüntetnek fel „alsó mediterrán“ képződményeket, mint azt az idézett most megjelent térképen látjuk s ez a régebbi rétegtani elrendeződés eleve azt a látszatot keltette bennem, hogy itt már a leülepedés ideje alatt is idősebb és fiatalabb üledékeket feltüntető pászták alakultak ki, tehát az „alsó mediterrán“-nal kitöltött sávok redők közti teknők is lehetnek, amikor a redőzés fokozatosan, már legalább az oligocén vége felé meg kellett hogy kezdődjék, hogy a fiatalabb üledékek a közti teknőkben rakódhassanak le.

Rendszeres rétegdőlés méréseim kétségtelenül igazolták, hogy az oligocén és annál fiatalabb képződmények rétegei nemcsak egy irány felé hajlanak el az eredeti településtől, hanem bőven mutatnak fel ellenkező irányúakat is s ezek a legtöbbször parallel pásztákban majdnem pontosan ellentett égtáj felé irányulnak, tehát Ny-ról K-felé haladva egymásután következő redőket és közti teknőket képviselnek. Éppen olyan kétségtelenül kellett azonban azt is tapasztalnom, hogy ennek a területnek az üledékei határozottan egymást keresztező vetődésekkel is megbolygattattak. Mindjárt hangsúlyozni kívánom, hogy — megfigyeléseim szerint — ezek a töréses rétegzavarok főképpen a teknőkben, szinklinálisokban gyakoriak. Mivel éppen a viszonylag fiatalabb üledékekkel kitöltött pászták a töredettebbek, biznysága annak, hogy ezeket a pásztákat nem az üledékeiket harántoló — tehát azoknál fiatalabb — vetődések hozták létre, hanem az azok leülepedését megelőző gyűrődéses mozgások, amelyek folytatódva rövidesen a Cserhát-környéki oligocén medence redőtengelyeit szárazra emelték s a fiatalabb miocén üledékek csak az olyan nagy *vápákban* koncentráálódtak, mint a Zagyva-menti és további folytatásában a Salgótarján-vidéki medence, vagy az, ame-

lyik a még később alámerülő Ipolyság és Léva közötti régi hegység helyén alakult ki. A törések, repedések fiatalabb korát különben mi sem bizonyítja jobban, mint az, hogy ezekbe már területemen is sok helyen a jellegzetes alsó tortónai andezit telérek nyomultak be. Mindjárt itt jegyzem meg, hogy az ezek az andezit telérek mentén mutatkozó hosszú földkéregrepedések igen sok esetben nem egyben vetődési síkok is.

Ezek alapján most már nemcsak a mellékelt térképemen rögzített sok rétegdőlés méréssel világíthatom meg a Cserhát-környéki oligocén-miocén medence É-i részének gyűrődött voltát, hanem rétegtani elgondolással is sikerült reámutatnom.*

A tektonikus viszonyokat illetőleg ki kell emelnem, hogy rétegdőlési adataim csupán a természetes feltárásokra vonatkoznak s így sűrűbb aknázásokkal még sok további, sőt módosító részlet-eredményre számíthatunk. Feltűnő, hogy rétegdőlési adataim még ott, ahol „A Cserhát-hegység földtani térképe“ általánosságban ÉK-i döléseket mutat, sem egyeznek azokkal, hanem néhány hora különbség mutatkozik. Ennek nyilvánvaló magyarázatát abban látom, hogy amíg az itt előttem járó geológusok régi szokás szerint csupán a látható rétegmetszet szerint, becslés útján, vagy legfennebb geológus kalapáccsal kikapart keskeny réteglapon mértek, én minden esetben laposélú irtókapával mélyen bevágott s így a meglazult rétegfektől megtisztított, szélesen kifejtett, zavartalan réteglapokon szoktam mérni. Ketségtelen, hogy ez az eljárás — amint most is meglátszott — megbízhatóbb adatok begyűjtésére alkalmas, bár az aknázások még ilyenkor is rámutathatnak tévedésekre, amikor az idő rövidsége, vagy a sűrű bozóttal benőtt árok mentén nem vesszük észre a régi rogyásokat, csúszásokat stb. Még így is probléma marad számomra, hogy a hosszú, széles pásztákban mutatkozó látható ellentett dőlési rétegek elődeim figyelmét hogyan kerülték el? Hasonlóképpen sokalnom kell Ferenczi István: „Karácsság—Sóshartyán környékének földtani térképe“-n (a Földtani Intézet Évi jelentése 1932—35. évekről) azt, hogy igen sok, majdnem minden „stampien“ és „aquitanién“ facies rétegsorának közethatára egyben törésvonal. Úgy érzem, túlságosan egyszerű volna így a hegyszerkezet kialakulásának s a fáciesviszonyok változásának indokolása! A „stampien“ legmélyebb foraminiferás agyag fáciesére vonatkozólag máris megállapíthatom, hogy az a nógrádmegyer—sóshartyáni út

* A redőzések leírása helyett lásd a mellékelt átnézetes geológiai térképet.

mentén határozotlan rajta fekszik a tőle DNy-ra törésvonallal elválasztott fiatalabb s laza (glaukonitos) homokkő fációs felsőoligocén „stampien“ fációs s így annál nem idősebb, de talán az lehet a sós-hartyáni templomdomb kemény, köves agyagja, amely úgy D-felé, mint K-en éfelé a homokkő-sorozat felé dől, mintegy a redő magjában. Nem hagyhatom szó nélkül, hogy dr. Fekete Jenő: „Jelentés a Bárány Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet működéséről az 1936—1938. években“ első térképmellékletén (Torziós ingamérések eredményei Sós-hartyán, Mátraverebély és Nagybátony vidékén) pontosan olyan lefutását rajzolja meg a Sós-hartyántól ÉNy-ra haladó geofizikai maximumnak, mint én a redő lefutását gondolom s lekenyariítja a viszonylagos maximumban Su-patak és Mátraverebély felé a Zagyva völgyébe, míg DNy-ra Sámsonházánál és ÉK-felé Kisterenyénél ugyancsak nagyobb minimumokat jelöl ki. Itt vannak a vidék legkisebb értékű izogammái s egyben a legfiatalabb miocén-üledékek teknője, amely elválasztja a Mátra- és Bükk-hegységtől É-ra lévő oligocén medencét a Cserhát-környéki oligocén korszakbeli medencétől. Nekem az az érzésem, hogy bár ebben az elnyúlt vágásban a legvastagabbak a fiatalabb üledékek, mégis később merült el annak régi kőzetalapja, mint a tőle DK-re és ÉNy-ra lévő oligocénnel betemetett medencékben. Ezt sajnos, csak a fekvőbe mélyen beható fúrások dönthetik el s ezeknek itt igazán nem vagyunk bővíben.

A Balassagyarmat környéki medence részben a balassagyarmati és Szécsényi Barok-féle vízkutató mélyfúrások azok, amelyek az aljkon mutatkozó kristályospala törmejkükkel id. Noszky és Ferenczi vizsgálatai alapján azt bizonyítják, hogy ennek a medence-résznek alapja is éppen úgy kristályos régi hegység, mint az, amelyet Balassagyarmattól 20 km-re Ny-felé, az ipolyszécsénykei északi „Juhakol“ 188-as pontja körül a felszínen is láthatunk. Itt a völgyekben egy erősen kvarcit lencsés, tektonikailag nagyon megnyomorgatott kristályos pala (l. Ferenczi István cikke a Földtani Közlöny 1936. évf. 68—69. l.) sokszor 60° alatt is É-felé hajló rétegeit találjuk, D-felé fektetett pikkelyekben. Hasonló D—DK-re fektetett kristályos pala kibúvás van innen Ny-ra Olvár psz. felírás vége és Hegyesh. felírás eleje között, a 168-as ponton felül. Az utóbbi helyen andezit konglomerátum a fedője, míg az előbbi fedőjében Tibor Buday: „La géologie des environs de Sahy en Slovaquie“ című dolgozatához (Bulletin international de l'Académie des Sciences de Bohême 1937.) mellékelt térképen ez alatt helvéciai slírt is jelöl, ami

ennek a hegységgroncsnak a helvétikumba való elmerülésére vallana. Az Olvár-völgyi előfordulását a kristályos palának, bár F e r e n c z i egy évvel előbb felsorolja, B u d a y még nem jelöli s természetesen a régebbi (bécsi) geológiai térképen sem találjuk meg. Az Olvár-völgyi előfordulás É-i peremén a völgyi patak belmartjában gyöngye savanyúvizes forrás van, amelynek feltárása ebben a D-re nyíló, tisztásokkal tarkított erdős völgyben kellemes üdülő és fürdő kialakulására volna alkalmas.

ÉNY-felé a Szölc p. völgyében sehol sem találunk ilyen paleozoós hegység kibuvást, ellenben Hollós pta. és Felsőtúr falu között lévő, régi kőfejtőkkel tarkított hegy, egy ugyancsak É—ÉNY-ra dőlő, szintén alaposan összezavart kvarcit előfordulást vezet be, mintegy a megelőző kristályos palák fedőjében. Ez a kvarcit szürkés-fehér színű és a finomabb fészeségektől az egészen préselt konglomerátumig találunk benne változatokat, amint azt különösen Felsőtúr D-i vége felé a Korponai-patak martjában látjuk, az oda levivő utcákban. Ennek a kvarcitnak vastagabb, de sokszor vékonyan elváló rétegei $20-40^\circ$ alatt átlag $22-23^h$ felé dőlnek, de akad Ny-felé hajló is Gombos psz. felírás vége felett. Gombos psz. felírás alatt fedőjében fehéres-szürke selymesfényű szericitesz pala jelenik meg, amely a Ny-ra szomszédos Szalatnya falu felső végén a Felsőtúrra vivő út mentén is kibúvik. Ennek a palának dőlése $15-20^\circ$ $8-9^h$ felé, de ugyancsak kvarcit fekvője Szalatnya alsó vége felé már megint 32° alatt 22^h irányban hajlik. Tehát Szalatnyánál ezek a régi kőzetek redőt formálnak s ez és Felsőtúr között szinklinális rejtőzködik. S tényleg Kiskemence h. (242) Ny-i oldalán lévő völgyelésben megint apró kőfejtőket találunk, ahol azonban megint csak a kvarcit padjait fejtik s azok átlag 25° alatt DK-felé dőlnek. Látjuk tehát, hogy az a paleozoós régi hegység, amelyik Ipolyságtól É-ra a miocén második felében merült csak el, gyűrődéses, sőt valószínűleg ÉNY-ról DK-re fektetett pikkelyes szerkezetű volt.

Hogy ezeknek a kvarcitoknak — amelyeknek korát illetőleg kővületek híján csak analógiákra és találgatásokra vagyunk még utalva — a szerkezete mélyreható tektonikával kapcsolatos, mi sem bizonyítja jobban, mint az, hogy Közép- és Felsőtúr között középtájon a korponai p. bal martjában megint gyöngye sós (F e r e n c z i I. szerint 0.2038 g/lit. konyhasó) savanyúvíz-forrás van, de úgy látszik mindezeknél hatalmasabb az a Szalatnyánál lévő hegyszerkezeti vonal, ahol a 169-es pont ÉNY-i lejtőjén hatalmas limonitos pleisztocén mésztufa lerakódás mutatja a hajdani szénsavas és valószínű-

leg melegebb hőforrások útját. Egy csontbreccsás mésztufa tömbből dr. M o t t l M á r i a egy *Canis sp.* Pm. (előzáfog) töredékeit határozta meg. A források fokozatosan mélyebbre és D-felé húzódtak mintegy fél km-el a mai Szalatnya-fürdő helyére. Itt ma is bővízi kénes-szénsavas forrásokat hoznak a felszínre 13.6 C^o-al. Ennek a víznek kémiai adatai dr. N e u m a n n Z s i g m o n d: „A szalatnyai ásványvíz elemzése“ (Magyar Chemiai folyóirat 1902.) szerint a következők:

	Egy liter vízben gr.	Az egyenértékek százaléká	
Nátrium Na	0.4872	Na	47.38
Kálium K	0.0876	K	5.02
Lithium Li	0.0016	Li	0.49
Calcium Ca	0.2751	½ Ca	30.84
Magnézium Mg	0.0870	½ Mg	16.01
Vas Fe	0.0033	½ Fe	0.26
Strontium Sr	nyomai		
A chloridokban Cl	0.4256	Cl	26.88
A jodidokban J	0.0005	J	0.01
A bromidokban Br	0.0003	Br	0.01
A sulfátokban SO ₄	0.6288	¼ SO ₄	29.35
Bórsav	nyomai		
A hidrocbonatokban HCO ₃	1.1906	HCO ₃	43.75
Aluminiumhydroxid Al (OH) ₃	0.0002		
Kovasav SiO ₂	0.0148		
Szabad széndioxyd CO ₂	2.5367	CO ₂	129.23
Összesen:	5.7393		

A szokásos módon sókká összeállítva 1 liter víz tartalmaz:

Calciumhydrocarbonatot Ca (HCO ₃) ₂	0.0534 g-ot
Magnesiumhydrocarbonatot Mg (HCO ₃) ₂	0.5226 „
Ferohydrocarbonatot Fe (HCO ₃) ₂	0.0104 „
Natriumhydrocarbonatot NaHCO ₃	0.9750 „
Calciumsulfatot CaSO ₄	8.8907 „
Strontiumsók	nyomai
Natriumchloridot NaCl	0.5580 „
Káliumchloridot KCl	0.1667 „
Lithiumchloridot LiCl	0.0096 „
Káliumbromidot KBr	0.0005 „
Káliumjodidot KJ	0.0007 „
Bórsavat	nyomokban
Aluminiumhydroxidot Al (OH) ₃	0.0002 „
Kovasavat SiO ₂	0.0148 „
Szabad széndioxid CO ₂	2.5367 „

Összesen: 5.7393 g-ot

	Talált mennyiség	Számított érték
Egy liter víz 160 ^o -on szárított száraz maradéka	2.4950 g	2.4426 g
Ezeket sulfátokká alakítva	3.1051 „	3.0992 „
Az oldott szabad szénsav térfogata CO ₂ —	1289.84 köbc.	

A forrásból kitöduló gázok összetétele:

Szendioxid	94.68%
Oxigén	nyomai
Nitrogén	5.32%
	100.00%

Ezek szerint „a szaltnyai víz átmenet a sulfátos és chloridos vizek, valamint az alkalifémes és alkáliföldfémes vizek között. Figyelemreméltó a lithium tartalma. A szabad széndioxid egyenértékei a bicarbonatokéinak háromszorosa. A sulfátos vizek közül leginkább hasonlít a rohitschi és balatonfüredi vizekhez; azonban mindkettőnél dúsabb a chloridokban és az alkalifémekben, valamint szabad széndioxid tartalma is abszolút értékben nagyobb, mint amazoké.“

„A nálunk ismertebb belföldi vizek közül a szaltnyait szabad széndioxid tartalmában egyik sem éri el és a külföldiek közül a marienbadi kivételével mind mögötte marad.“

Ferenczi I. 1935. évi jelentésében a szaltnyai fürdő csevice NaCl tartalmát 0.7089 g/lit.-ben adja meg.* Sajnos, ez a fürdő ma egészen kezdetleges állapotban van s vizét sem nagy arányokban palackozzák, pedig a környékben igen kedvelt s a nép is állandóan hordja. Minket főleg az kell érdekeljen, hogy aránylag jelentékeny klór tartalma vajjon magyarázható-e a környékbéli fiatal miocén hümuszos agyagokból és eruptívus stufákból, vagy pedig arra kell gondolnunk, hogy mint a székesfehérvári mélyfúrásban láttuk, valamilyen idősebb sósformációból származó? Engem a szaltnyai selyemfényű pala erősen emlékeztet azokra a Franciaországban, Narbonne környékén, láított palákra amelyeket ott szilur kőzetiaknak térképeztek. Tudjuk, hogy egyes devon és szilur képződmények külföldön konyhasó tartalmúak. Nekem ilyesmire kell gondolnom, mikor minálunk is régi kőzetekkel kapcsolatosan sós vizeket és földigázt, illetve olajnyomokat találunk, mint itt, Székesfehérváron és a Mátra—Bükk-hegység vidékén. Az ilyen harmadkoriak-

* A kézirat benyújtása után Kárpáti Jenő kísérletügyi főigazgató közölt erről a vízről részletes újabb jellemzést.

nál idősebb kőzetekből származó sós, szénsavas, nitrogénes vizek gázai nemesség tartalmúak szoktak lenni. Az ezekre vonatkozó vizsgálatok úgy itt, mint Héví-Magyarád, Léva, Bükkszék és Mezőkövesd vidékén sürgősen elvégezendők.

Szalatnyánál a Selmecpatakon átvezető új hid pilléreinek alapozása ugyancsak hatalmas szénsavasvíz forrásokat tárt fel s ezek ma is bőségesen ömlenek a Ny.-i hídlábnál. Fennebb Egeg falunál a Selmec p. bal oldalán van szénsavas kút Ferenczi I. szerint 0.2423 g. lit.-nyi konyhasó tartalommal s Gyűgy még északabbra, Csehszlovákia területére eső kénes-szénsavas, langyos forrásai látogatott fürdőhely, Ferenczi a gyógyi melegforrás vizében 0.9785 és a hideg forrásában 0.9879 g. lit. NaCl-t említ. Hozzánk csak régi pleisztocén kori aragonitos mésztufa lerakódásai nyúlnak át a 179 m magas Gesztence szőlőhegy Ny.-i ormán. Régi kőzetkibúvást itt nem találtam, de nem nagy mélységben bizonyosra tételezhetjük fel.

Ezt a feltevést igazolja, hogy Szalatnyától légvonalban alig 12—13 km-re a Bori falu melletti „Pokol haraszt” mellett a 213-as pont É.-i erdős lejtőjén felső triásznak térképezett sötét palák között, ugyancsak szürke dolomitpad kibúvást bányásznak. Dőlése 54^o 9ⁿ felé. Innen DK-re találjuk Szántó és Héví-Magyarád fürdőket, megint csak szénsavas és kénes langyos forrásaikkal. Szántó Csehszlovákia területén van s egy lépésnyi patakocska a határ ez és az ideeső Hévímagyarád között, tehát Szántó forrásait és közvetlen környékét nem ismerhettem meg. Hévímagyarádon sincsen a felszínen régi kőzetkibúvás, csak hatalmas pleisztocén és holocén mésztufa lerakódások, amelyek erősen emlékeztetnek a tihanyi geizirit kúpokra. Valamikor azok is ilyenek lehettek, mielőtt az atmoszferiliák és az ember ki nem kezdték. Egy, vagy több hévíz kürtő és többé-kevésbé héjas mészlerakodás képződött egy-egy helyen a felszínen szétfolyó meszes oldat nyomán. A hévímagyarádi fürdő udvara ma is ilyen lapos forrás-kúp, amelynek tetején és belsejében buzog fel az erősen gázos opalizáló langyos víz. Még nemrégén lassan, kövályút formálva magától folyt ki, ma mélyebben csapolják meg, hogy több vizet nyerjenek a strandfürdő részére. A közelben lévő régi zárt fürdő medence forrásai más járatokban törnek fel s a völgyben, a határpatakocska mellett egy erősen kénes hideg forrás kútja áll. A lakóház udvarán megint egy egészen gyengén szénsavas ázott kút van. Néhány lépésnyire a határon túl mélyebben térszínen dudorodik fel a különálló „gomba” nevű édesvízi mészkő képződmény, amelynek nyitott tölcserében fenn

még mindig buzog a mélyből nyomás alatt feltörő szénsavas víz. Ennek a közelebbi megtekintése sem vált lehetővé felvételem folyamán, pedig a völgyön felfelé a bór-i kénes forrás környékén még néhány érdekesnek ígérkező kerek kiemelkedést jelöl a térkép s nyilván nem ok nélkül nevezte a nép ezt a környéket „Pokolharaszt“-nak, mint a toszkánai Larderelló környékét „Pokolvölgy“-nek.

Ezek a tények mind annak a régebbi közleményeimben már sokszor hangoztatott felfogásomnak bizonyítékai, hogy a feltörő hévvizetek gáznomásuk folytán képesek a már lerakódott forrás mészkő üledékük likacsain és repedésein is magasabb térszínre emelkedni s így abban tölcsérüregeket, vagy egész barlanghálózatot kioldani azon az úton, amelyen lefolyást találnak. Ez a természetes magyarázata a budai Várhegy nagyszerű, igen sokszor belül-felül zárt barlangüregei kialakulásának az édesvízi mészkő, a travertino belsejében, főképpen annak alsó-rétegeiben.

Hogy a hévmagyarádi travertino képződése még a völgyben is a pleisztocén felső felébe nyúlik vissza, bizonyítja az a sok csigahéj-kövület, amit belőle gyűjtöttem. Ezek dr. S ü m e g h y J ó z s e f kartárs megállapítása szerint: *Ceopale hortensis* Müller. *Vallonia* sp. *Succinia* sp. *Limnaea* sp. *Helix* sp. *Pupa* sp. *Condrula tridens* Müller, amelyek már úgy a legfelső pleisztocénben, mint az óholocénben élhettek, de bizonyosága az a hatalmas mammutagyar lenyomat is, amely a kőbányánál fejtett Szántó felőli travertino kúp patak felőli oldalán a sziklában ma is jól látszik. Sajnos, az agyara maga régen kiporlott belőle. Az itteni travertino fedője löszös, kőtörmelékes agyag, amelyikből dr. M o t t l M á r i a meghatározása szerint egy gyapjas rinoceros: *Ceolodonta antiquitatis*. Blumb., tűzhelyek, rengeteg cserép és feltört csont, sőt egy szép kovaszilánk is bizonyítja, hogy mint másfelé, ezeknél a hőforrásoknál is kedvenc megtelepedési helyet talált az ősember s úgy látszik a környék vadjait is odavonzotta. A mostani kőfejtő hatalmas tömbökben széttöredezett mészkővének repedésközei vastagon korommal vannak belepve. Feltételezhető, hogy a védett s talán meleg helyet nyújtó hajdani tölcsér barlangja az ősember lakásául is szolgált később s az ő tüzelésének nyoma a repedések mentén felszállott füst korma. A hajdani nyílás helyét abban a bokros, fás horpadásban sejtem, ami ott van a mammutagyar lenyomatot őrző szikla közelében. feltárása az ősember-kutatás nézőpontjából nem látszik reménytelennek. Még kívánom említeni azonban, hogy a Hévmagyar-

rád fürdőtől K-re lévő magaslatokon egy idősebb travertino lerakódás mutatja az itteni források magasabb térszínét s ez a forrasméző egy régi köfejtésben a Léva melletti Siklós-hegyihez hasonlóan sötét rózsaszínű.

A magyarádi fürdőről kiadott tájékoztatóban az alábbi adatokat olvashatjuk:

„A gyógyfürdőházban lévő nagy tükör 7.20 m hosszú, 5.40 m széles, 1.50 m mély — két, a tükör közepén és nyugati oldalán hatalmas forrás által tápláltatik, mely óránként 8.72 köbméter vizet szolgáltat, tehát oly gazdag, hogy a naponként leereszteni szokott tükör hat óra alatt telik meg újból. — A forrás természetes hőfoka 22° R.

„A magyarádi fürdővíz néhai Kletzinszky bécsi törvényszéki vegyész elemzése nyomán tartalmaz 10.000 rész vízben:

Kénsavas nátron (Glaubersó)	8.11 rész	
Chlornátrium (Konyhasó)	11.00 „	
Kénsavas magnesia (Keserűsó)	6.39 „	
Kénsavas mész (Gyepsz)	0.11 „	
Dolomit	szénsavas mész	12.08 „
	szénsavas magnesia	6.50 „
Agyagföld és kova-föld oxydok	0.53 „	
Szerves anyagok (források)	14.58 „	
Szilárd részek összege	59.30 rész	

Félig kötött szénsav 8.72, ami egyenlő 25.2 köbctm. szénsavval minden liter vízben.“

„Ezen vegyelemzési adatokból kiderül, hogy a magyarádi fürdőforrás a Glauber- és konyhasó tartalmú keserűforrásokhoz tartozik, mely egyúttal különösen magas szénsavtartalma által tűnik ki.“

„A keserűvíz forrás ugyanazon vegyész elemzése szerint tartalmaz 10.000 rész vízben:

Szénsavas nátron (Glaubersó)	7.89 rész
Chlornátrium (Konyhasó)	11.00 „
Kénsavas magnesia (Keserűsó)	5.10 „
Kénsavas mész (Gyepsz)	0.41 „
Szénsavas mész	8.82 „
Szénsavas magnesia	9.50 „
Agyagföld s kovaföldoxydok	2.22 „
Szerves anyagok	2.10 „
Szilárd anyagok összege:	45.12 rész
Szénsav félig kötött állapotban:	8.86 „

Amint a bori palákkal és dolomittal már megmutalkozott, ezen a vidéken a DK-en eddig látott paleozoós hegységroncs fedőjében Ny-felé volt mezozoós hegység maradványok vidékére jutottunk. A Hontvarsány melletti 213 magas Kövesdhegyen mindenfelé triázmész-kőfejtők vannak, de ilyen mészkő van a hontvarsányi lekoptatott templomdombon s közben a Szekince-patak K-i partjában úgy itt, mint fennebb a határon túl Nagykereskény alatt a régi mészégetőnél, vagy a Ny-i oldalon Hontvarsány felső végén a patakmederben s lent D-en az úgynevezett „Margita-fürdő“-nél. Ez a mészkő erősen összetört és üregesített, calciteres, szürkésfehér, vagy vörösesre festett. 30—50⁰-os ÉK—DNy-i és Ny-i rétegdőléseket mértem benne, úgyhogy összetöredezettsége ellenére is eredeti gyűrt voltára következhettünk. Amint már említettem. Hontvarsány és Kisbér között középtájon a Szekince-p. völgyében van Margita-fürdő nyitott medencéje, amelyben a triász mészkő kibúvás aljában bővizű langyos, szénsavas és gyengén kénes források törnek fel. A víz a patak szintje felett mintegy 2 m magasra duzzad fel az elég nagy fürdőmedencében. A fürdőtől Ny.-ra lévő völgyoldalon a pleisztocén terraszok magasságában hatalmas padoslemezes édesvízi mészkő lerakódás jökora régi kőfejtései tesznek tanúságot arról, hogy a mai források milyen régóta és milyen gazdagon öntötték a felszínre ásványos melegvizüket.

Még egy hasonló és ugyanolyan erősen diszlokált triász mészkő roncsra akadtam Lévától D-re, már a Garam-völgyben a 231-es pont Ny-i lejtője tövében lévő nagy kőfejtőben. Itt már egy ÉNy-felé átbuktatott redőt vélek felismerni. Ettől a triász mészkő előfordulástól DK-re fel a szőlőhegynek, a pleisztocén terraszok magasságában mésztufa börcök kikezdett hepe-hupái vannak, tehát itt is jelentős hévvíz feltörések voltak abban az időben, de fennebb a 231 m-es pont DNy-i oldalán s a 274 m magas Siklóshegyen hatalmas kőfejtések ugyancsak travertinót és a 231-es domb oldalában különösen nagyszerű aragonitot fejtenek. Az aragonit-bányászat itt két egymás fölött lévő bányában folyik, tehát nagy vastagságról van szó. A fehér, rózsaszín és szépen sávozott tömör aragonit óriási tömbökbe szétöredezve néz le a bányák falából s a felszínen és a kitágult repedések mentén sötétvörös agyag fekszik közettörmelékkal. A még magasabb próbagödörkben az aragonit felett édesvízi mészkő rétegeket tártak fel. Tehát az aragonitképződést itt travertino képződés zárta le. Valószínűnek látszik, hogy az aragonitképződés a víz,

első időben volt, nagyobb hőfokával, esetleg NaCl tartalmával magyarázható.

A lévai bányák aragonit tömbjeit díszítőként különféle célokra Cseh- és Németországban dolgozták fel, tehát ha ezt a szállítási költséget is kibírta, annál inkább érdemes lesz itthon feldolgozva a magyar gazdasági élet szolgálatába állítani.

Nagyon érdekes a szomszédos Siklóshegy még nagyobb magasságú forrásmészkökúpja, amelynek teteje kereken 100 m-el magasabb a szemben lévő Garam-völgyénél, ami azt bizonyítja, hogy azon a térszínen még a harmadkorba annak végére nyúlnak vissza az itteni termális forrás feltörések. A Siklóshegy travertinoja tényleg már megjelenésében is különbözik a fiatalabb általánosan ismert édesvízi mészkövektől. Alul meredeken álló rózsaszínű vastag rétegeit hatalmas tömbökben fejtik, míg a fedőrétegek világosak, fehérek és vékonyan padosak, helyenkint majdnem palásan vékonyak. További vizsgálatot igényel annak a megállapítása is, hogy vajjon az itteni rétegek nagy 30—70^o-os dőlésszögei nem hozhatók-e összefüggésbe itt is azokkal a fiatal hegymozgásokkal, amelyek helyenkint peremhegységeinknek kiemelkedésében nyilvánultak meg, amint azt a Budai-hegyekben a Széchenyihegy szokatlanul magas helyzetű pannóniai-pontusi üledékei tanúsítják?

A Siklóshegy közelében még van néhány magas helyzetű forrás mészkő-lerakódás.

Az összes triászhegység maradványok közvetlen fedője andezit törmelékes durva, tufás anyag, amelynek rétegei Ny-ra és K-re dőlnek s kivastagodva s elfinomodva Vámosladánynál, attól K-re a nagy tufafejtőkben Ny—K-i csapású enyhe redőt vetnek, amely végeredményben nem lesz egyéb, mint a legutóbb említett és a Siklóshegy alatt rejtőzködő triász pikkely redős burka ÉNy-felé és annak ugyanilyen folytatása ÉK-re az ottani Dolnyahegy környékén jelölt további dolomit kibúvások felett. Ez az elgondolás váгна össze azokkal a megfigyeléseimmel, amelyeket Ipolyság és Nagyoroszi, illetve Balassagyarmat környékén tettem, hogy a miocén-oligocén rétegek redőzései a mélybe-süllyedt alaphegység körvonalaihoz és alul lévő pikkelyeihez igazodnak. A régi hegységgroncok általános takarója andezit konglomerátum és durva tufás homokrétegek, amelyek fenn finomabb kevésbé, vagy jobban rétegezett világos eruptívus tufába mennek át. Ezeket az üledékeket a régi bécsi geológiai térkép lajtamészkönek jelöli. Ilyent én itt sehol sem láttam s így tekintettel az andezitek alsótörtónai korára, legfennebb időben azonosíthatom az

említett képződményeket a lajtamészkövel, illetve annak felsőtörtónai kifejlődésével. Ezt az alsótörtónai andezit eruptívus anyagon fekvő felsőtörtónai lajtamészköszintet magam is láttam a Börzsöny É-i oldalán Kemence falu felett, a meredek Ipoly mart tetején. Tehát egyelőre — részletesebb vizsgálatok előtt — ennek a vidéknek összes, az andezit erupciókkal kapcsolatos eredeti képződményeit alsó törtónainak s az ezek felett települőket a pleisztocénig, bezárólag felsőtörtónaiaknak veszem.

Szerencsésebb a helyzet Ipolyság környékén, ahol id. Noszky Jenő és Buday Tibor megelőző felvételei szerint is helvéciai slír és törtónai emeletbeli lerakódások csatlakoznak a mélybesüllyedt alaphegység-rögök DK-i oldalához. A megelőző geológiai felvételek konklúziója az Ipoly mentén általánosságban az, hogy az e vidéki andezit erupciók kora helvétikum utáni, tehát a slírfaciesű helvétikum az andezitek és azok termékei alatt fekszik. Ezt így is találtam az Ipolytól É-ra Rárósmulyadig. Eldöntendő azonban, hogy a régi hegységgroncok tövében lévő helvéciai slír előfordulások pl. a Felsőtúrnál lévő Nadezky-psz. alatti és az ipolyszécsénykei Messzelátópsz.-án felüli, hogy viszonylanak a közelükben lévő régi kvarcitokhoz, illetve csillámpalákhoz? Tudjuk ugyanis, hogy a középső miocénben nemcsak a szomszédos Kárpátok ívében, hanem a belső, harmadik, magyar medencebeli Alpes-kárpáti geoszinklinális alaphegység-maradványaiban is (Szászvár) voltak pikkelyes, rátolódásos hegymozgások. Azt láttuk már, hogy az Ipolyszécsényke—Léva közötti paleozoós-mezozoós hegységgroncok fedője általánosságban csak alsótörtóniai andezites eruptívus anyag. Tehát megelőzően ez a részben a Budai hegyek—Nagyszál-vonulat és Selmeci-hegyek meg Szepesgömöri hegység között lévő összekötő hegység-rész szárazulat volt, de hogy az csak egyszerűen lefelé mozdult-e el, vagy részekre tagolódva horizontális elmozdulásokat is végzett, az a részlet- és környezettanulmányokból fog kivilágosodni. Az már az eddig elmondottakból is kitűnik, hogy ha voltak ilyen aránylag fiatal elmozdulások a középső ipolymenti oligocén medence pontjain, azoknak a mozgásoknak valamilyen fizikai hatását a szomszédos medence lerakódásain is meg kell találnunk. Ilyenek elsősorban a felső-oligocén rétegeknek a bevezetőben már említett enyhe, párhuzamos redőzései s a miocén lerakódásoknak máig is megmaradt pászta foszlányai a redők közti teknőkben és összefüggő nagyterületű képződményei azokon a peremi csatlakozó vidékeken, ahová az oligocénben keletkezett — valószínűleg akkor is részekre tagoló — me-

dence az akvitánikummal kezdődő transzgressziók folyamán, a fiatalabb miocénben kiterült. Már reámutattam s most csak hangsúlyozom, hogy amint azt a rétegdőlések és fiatalabb üledékek elhelyezkedése igazolja, az ipolymenti medence redőzései nem párhuzamos vetődések által keletkezett formák, mert a kétségtelenül megállapítható vetős elmozdulások elsősorban, a már előbb a szinklinálisokban lerakódott, mélyebb miocén képződményeket érték: azoknál jóval fiatalabbak, amint azt id. Noszky már megállapította pannóniai emeletbeliek, vagy még fiatalabbak, de legalább is olyanok, amelyeken meredek andezit telérek törtek fel, tehát alsótörtónai emeletbeliek.

Nézzük csak végig a már nagyjából kinyomozott redőinket, milyen korú üledékekből épültek azok fel?

Sóshartyán és Endrefalva, Meszes-h., Rárósmulyad között van egy olyan redő, amelynek DK-i részén geofizikailag (torziós inga) is maximumok vannak (l. Fekete Jenő 1936—1938. évi jelentés). Ennek felépítésében különösen Ferenczi és Majzon vizsgálatai alapján (1933—35. évi jelentés) tudjuk, hogy felsőoligocén rétegek vesznek részt, de különösen K—ÉK felé és D-en a salgótarjáni nagy miocén vápa felől különböző miocén üledékek burkolják be, azonban magában a redőben, annak tengelye felé idősebb felsőoligocén tagok sorakoznak fel, úgyhogy Nógrádmegyer, Kisgéc, Benczúrfalva, Bussa irányában s Ny-i szinklinálisában általában a fiatalabb oligocén homokkő (glaukonitos) és agyagos, slír faciések uralkodnak, amint az D-en és DK-en is megállapítható a miocén képződmények alatt.

Hogy e redő mentén Endrefalvánál, Szécsényfelfalunál levő laza, rozsdáseres homokkőlepényes homokok vajjon oligocén korszakbeliek, vagy már miocének, kövületek híján ma még nem tudom, de mindenesetre a DK-i centrumbeli agyagos üledékeknél fiatalabbak, tehát úgy látszik, mintha ott valóságos felboltozódás kialakulására is számíthatnánk.

Kőhegy, Nógrádszakál-Rárósmulyad andezit konglomerátumjai és tufái törtónai üledékeikkel és lajtameszeikkel az irodalom szerint is (l. Bogsch L.) megint csak helvéciai slíren fekszenek s így egészen természetes, hogy ennek fekvőjében Kincses psz.-tól lejjövet az és Nyerges psz. között rozsdás ostreás és equiptenes burdigálai homokkőves homokok vannak éppen úgy, mint Rárósmulyad és Bussa között a kőfejtőkben és az onnan É—ÉNy-ra futó árok mentén. A mi nézőpontunkból egyelőre az a fontos, hogy itt, Rárósmulyadnál ezek a képződmények fedik be Ny-felől is a felsőoligocén redőt s így a DK-en észlelt sós-jódos vizek és földigáz-nyomok után itt már

gyenge, könnyű olajszagok is jelentkeznek s tovább Felsőszellőnél az alsómiocén szénformáció is kutatás tárgya. Az akvitániai és burdigálai képződmények helyzete itt tisztázandó. Kincses psz.-nál a lajta-mész-kő fekvőjében világos márga is van s ennek korát dr. M a j z o n L á s z l ó a következő fauna alapján még törtónainak állapítja meg:

<i>Textularia carinata</i> d'Orb.	<i>Discorbina rosacea</i> d'Orb.
<i>Verneuilina spinulosa</i> Rss.	<i>Truncatulina lobatula</i> W.—J.
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orb.	<i>Rotalia papillosa</i> Brady. var.
<i>Bolivina punctata</i> d'Orb.	<i>compressiuscula</i> Brady.
<i>Cristellaria (Robulina) cultrata</i>	<i>Nonionina communis</i> d'Orb.
Montf.	<i>Nonionina umbilicatula</i> Montagu.
<i>Cristellaria (Robulina) calcar</i> L.	<i>Polystomella crispa</i> L.
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	
<i>Globigerina triloba</i> Rss. *	<i>Spongia</i> tüskék.
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.	<i>Otholithus</i> .

A Felsőszellőtől D-re lévő, az Ipolytól É-ra eső magyar terület Galábocs, Óvár, Zobor, Csalár, Ipolykürt psz. vidékén a hegyszerkezet kinyomozása nézőpontjából egyenesen elrettentő, mert a pleisztocén takaró alól mindenfelé az őszi feneketlen sárban csak a rétegzetlen felsőoligocén mélyebb agyagokat találtam, ahol még aknázasokkal is aligha lehet boldogulni éppen úgy, mint az Ipolytól D-re Szécsény és Nagylóc között, vagy Csitár és Iliny faluk környékén. Az Ipoly jobbparti öt község határában a sok feltárás ellenére is egyetlen egy jó dőlést lehetett mérni a Galábocs-Csalári dűlő-út, Galábocs feletti részén, ahol egy araszos fullerföld réteg 6° alatt 8h felé hajlik. (Tehát a felsőoligocénben itt eruptívus tufaszórás volt.)

A fenti viszonyok között a Ny-ra következő redőt csak Szécsénykalászi és Kisgéc között a 222 m-es Agyagoson keresztül, Pálmajor és a szécsényi üzemben lévő téglagyarak felé lehetett megállapítani. Az Agyagos Ny-i orrán ugyanis Ny-i és ÉNy-i dőlésűek, a Meleghegyen, Mogyoróson, Szarvashegyen és a 159-es p-tól D-re lévő téglagyárnál az oligocén agyagos rétegek, illetve a Szarvashegyen a kisgécí út bevágásában, kavics felett rozsdás homokrétegek K—ÉK-i hajlásúak. Ezekben az utóbbiakban a redő K-i szárnyán és az alsómiocén transzgresszióval fellépő akvitániai üledékek megjelenésére gondolok. Mint rendellenességet jegyzem meg, hogy itt a Szarvashegy Ny-i oldalán nem a szinklinális, hanem a redő területén tör fel az andezit telér.

Szécsénytől Ny-ra Hermina-mjr. és Krivachy-psz. között, a Káprási-erdő öblében felsőoligocén csillámos kemény homokos rétegek

11° alatt 4^h felé és egy Ny-i árok végén agyagrétegek 14° alatt 14—15^h felé dőlve megint redőre vallanak, amelynek K-i szárnyában a szécsényi zsidótemető melletti útbevágásban (Té) agyagok fedőjében vékony homokkő rétegeken még 35^o-os ÉK-i dölést láthatunk. Tehát Szécsény község ez és a megelőző redő közti elnyesett szinklinális Ny-i szárnyán fekszik, az Ipoly széles pleisztocén terrasznán, ahol pleisztocén fedő vajmi kevés betekintést enged a mélyebb felépítést illetőleg. Annál érdekesebb ebből a nézőpontból a Ny-felé következő szinklinális határozottan alsómiocén (akvitánikum) képződménycivel, Varsánytól ÉK-re a 189-es pontnál rozsdás és alul világos homokrétegeket fejtenek. Hasonló vörös homok gödrei vannak Farkasalmás psz.-nál (1:75.000 tk.) fenn az úton s lenn Franciavölgy felírás elején (1:25.000 tk.) már csillámos, apró kavicsos ostreas és pectenés homokkő padokat fejtettek. Szemben, az Ipoly jobb partján emelkedő Hradiste-hegy (266.3 m) Ny-i és ÉK-i aljától eltekintve, ilyen kavicsos, nagy homokkő lepényes és réteges parti jellegű alsómiocén üledékekből álló szinklinális vápa kitöltés, gyakori Anomia és Ostrea kövületekkel, amely utóbbiak sokszor egész közbeiktató padokat alkotnak. Hársostanya környékén világos aprókavicsos homok és kavics fejtésekben követhetjük, amint kifut É-felé a rétegmentes felső oligocén agyagokra. Kacsokovics-psz. mellett eddigi általános K—ÉK-i dölése ezeknek a rétegeknek DNy-ira változik, mutatva D-felé Farkasalmás psz. és a varsányi 189-es pont felé forduló szinklinális tengely lefutását. Zobor irányában az oligocén agyagokon még csak egy helyen találkozunk ezekkel az alsómiocén üledékekkel a zobori szőlőhegyen (229 m), ahol megint csak Ny—DNy-felé hajlanak egy világos kőpados, rozsdás, agyagos homok alakjában. Ipolykér kiskéri része felett még mindig találunk kavicsos homokkő padokat és ilyen alsómiocén (akvitániai) homokos lerakódásokat s DK-re, onnan az új útbevágásban, a völgyben levő savanyúvíz kúttól nem messze, nagyszerű 65^o-os É—D-i csapású vető mozgatta le ezt az itt barnás laza homokkővet egy pados, kemény felsőoligocén agyagos üledék szomszédságába. (Az utóbbiak emlékeztetnek F e r e n c z i I. patvarci cirénás fáciésének rétegeire a Livia-majori út bevágásában.) Ennek a szinklinálisnak alsómiocén üledékei Rimóc és Nagylóc között átvezetnek minket a DK-re levő nagy Zagyva-Salgótarjáni miocén medencébe.

A további Ny-ra következő redő tengelyén Ipolykérnél megint csak a felsőoligocén, néha vékony homok és homokkő réteges agya-

gokat találjuk. Húgyagon át Telek psz.-án keresztül Varsány és Alsótáb psz. között a Vakarás-h. felé kanyarodnak, ahol andezit dejk tőri át őket. Az oligocén üledékekre transzgradáló alsómiocén világos, szenes homokok és kavicsos homokkövek már a kanyarban elszakadt redőre is felynomulnak, sőt vetők mentén (280 és 312 m-es pontok) a világos slíres miocén agyagok is (apoka). Megjegyzem, hogy az „apoka“ népies elnevezést éppen úgy használja az itteni nép a hasonló slíres oligocén agyagokra és finomszemű, réteges tufákra is, tehát a szakirodalomban legfennebb körülírva vihetjük át.

Az ettől a redőtől Ny-ra levő szinklinálisban a határon lévő 327 m-es Óvárhegy és Óvári psz. környékén éppen úgy, mint a Sóssárfürdőtől K-re lévő gerinceken s az ipolyvarbói Szekeres-völgy mentén már régebbi térképeim id. Noszky Jenő is széles alsómiocén pásztát rajzolt. Az óvári „Várhegy“-en (298 m) és a mellette levő 301 m-es dombokon levő vastag kavicsréteget is, ettől É-ra, az Óvárhegytől Ny-ra, levő felhagyott Bärkány-féle szénbánya környékén levő kavicsos homokköveket és szeneket (1.8—2 m vastag) tényleg nem tekinthetjük már oligocén képződménynek s így Noszky ez évben kiadott Cserhát térképen is megmaradt. DK-felé a Csitár és Telek psz.-i úton a felsőoligocén agyagok fedőjében a gerincen megint megvan az a vörös aprókavicsos, kemény homok, amelyet a megelőző szinklinálisban Farkasalmás psz.-nál említettem. Felsőtáb-psz.-felé Ferenczi ír le miocén üledékeket.

A következő redő csak Sóssárfürdőtől K-re és Forrás psz.-nál fut és dölésekkel is kimutatható. D-felé az Ipoly jobb parton a vastag pleisztocén vörös agyag s a balparton a futóhomok és Iliny, Csitár környékén a rétegzetlen felsőoligocén agyag állta útját a méréseknek. Forrás psz.-nál, fenn az erdő és gyümölcsös szélén K-re hajló vékony, bagós szénréteg mutatja az oligocénvégi regressziót. Hajdúberc DNy oldalán az egyik árok végén kutató tárót hajtotta: kemény, agyagos homokban az ugyancsak alig fél méter vastag felsőoligocénvégi szénréteg után. Sóssárfürdön felül téglavető tárja fel a felsőoligocén kemény rétegzetlen agyagot s fedőjében az előbbi kemény homokköves homokokat és homokos agyagot találunk.

A rétegzetlen agyagot dr. Majzon László a következő mikrofauna alapján:

Textularia carinata d'Orb.

Clavulina communis d'Orb.

Virgulina schreibersiana Czjž.

Bolivina punctata d'Orb.

Chilostomella ovoidea Rss.

Nodosaria exilis Neug.

<i>Plectofrondicularia semicostata</i> Neug.	<i>Truncatulina ungeriana</i> d'Orb.
<i>Rhabdognium tricaratum</i> d'Orb.	<i>Truncatulina haidingeri</i> d'Orb.
<i>Marginulina fragaria</i> G ü m b.	<i>Heterolepa dutemplei</i> d'Orb.
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	<i>Pulvinulina schreibersii</i> d'Orb.
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.	<i>Siphonina reticulata</i> C ž j ž.
<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.	<i>Rotalia soldanii</i> d'Orb.
<i>Truncatulina lobatula</i> W.—J.	<i>Nonionina soldanii</i> d'Orb.
	<i>Spatangida</i> tuskék

a kattiai üledékek alsó részébe tartozónak itéli.

A fürdő gyenge, szénsavas, kénhidrogénes és sós kútjai már a Ny-i szárny fiatal törésein feljövő gázos vízből táplálkoznak. A miocén homokos fedőben mindenfelé ujjnyi vastag meszes repedéskitöltések mutatnak reá a régebbi, már mélyebb térszínre húzódott ásványos vízfeltörések útjaira.

Ferenczi István a zsélyi Sóssár-fürdő vizében 0.4922 g/lit. NaCl-ot mutatott ki.

A sóssári redőt, amint már említettem, úgy K-en, mint É-felől és Ny-on is alsómiocén transzgresszió érte a dombtetőkön, de megállapítható, hogy a Ny-i szinklinális felé ez a transzgresszió mélyebb térszínű, amennyiben a Kürtös-patak szintjéig ostreas és anomia töredékes, kavicsos, homokköves, durva alsómiocén lerakódás települ, amint azt az egymásután következő homokfejtésekben látjuk Mankódülő-psz. környékén. Fennebb Bástya-tny. és Óvár-psz. felé a szántókon és erdőben mindenfelé az óvári „Várhegy”-ről említett transzgressziós kavics nyomaiba botlunk.

Csak természetes, hogy ezek után Zsélytől D-re Ortás-psz.-nál a szinklinálisban megint csak ostrea-pados, kavicsos homokfejtés van s úgyszintén D-re a 235-ös pont D-i oldalán levő szőlőkben találunk kavicsos, homokköves rétegeket bőséges ostrea és ancmya cserepekkel. Itt a fedő slires agyag, amit már helyzeténél fogva szintén a miocénbe kell beosztanom. Ezzel Ny-felé még találkozunk. Ennek a teknőnek DK-felé való lefutását Nógrádmargal és Iliny között csak a Ny-i szárnyon rögzíti két dőlésmérés, de valószínűleg már egészen a következő redő tengelye közelében s ott mélyebb felsőoligocén agyagok vannak, viszont Ilinytól D-re Ferenczi már megint említ miocén üledékeket.

A nógrádmargali Sztranyavszky-féle téglavető agyagjában dr. Majzon László:

<i>Bulimina elongata</i> d'Orb.	<i>Plectofrondicularia semicostata</i> Neug.
<i>Virgulina schreibersiana</i> C ž j ž.	

Rhabdognium tricarınatum d'Orb.*Truncatulina lobatula* W.—J.*Truncatulina haidingeri* d'Orb.*Rotalia soldanii* d'Orb.*Nonionina soldanii* d'Orb.-t és*Spatangida* tuskéket

határozott meg.

Szelestény h., Livia-major, Nógrádmarcálnál van a következő redője a felsőoligocén agyagos és fedőben rozsdás homokos és homokköves rétegeknek.

Erdőszelestényen, Ligeti-psz.-án és Nógrádmarcaltól Ny-ra halad el a következő szinklinális s mindjárt Erdőszelesténynél és Patvarcnál andezit telér hasít bele, ez azonban Nógrádmarcálnál már az előbbi redőt harántolja és az ilinyi teknőben kanyarodik DK-re. Erdőszelestény D-i csücskén az andezit dejknel aprókavicsos, bagós széncsík mutatja a cyrenás fáciesű felsőoligocén regresszióját. Patvarcnál ezt a cyrenás fáciest már leírja F e r e n c z i épenűgy, mint a szügyi „Leányvár“ alatt, ahol megint szénzsinóros s fedőjében a marcali útbevágásban (Bikk h.) nagyszerű feltárásban láthatjuk a rengeteg *Anomia ephippium* L-t bezáró aprókavicsos akvitániai transzgressziós homokkövet és homokokat. Érdemes a megemlítésre s örömmre szolgál, hogy az ellenőrző látogatáson lévő Lóczy igazgató úrnak is bemutathattam, hogy ennek az útbevágásnak a tetején a pleisztocén csigás, rétegezett homokok dőlésfoka, ha kisebb is, mint a 12° alatt 4—5^h felé hajló alsó miocén rétegeké, a dőlés iránya szemmel láthatóan konkordánsra egyenlítődik ki, tehát bizonyos esetekben ezen a vidéken is tájékozódni tudunk már a pleisztocén rétegek dőlésviszonyai alapján is. Délebbre Sándor-mjr., Nagykö környékén megint vannak irodalmi adatok a miocén szedimentációról. Az andezit telérek ott már Ny-K-i iránnyal minden szerkezeti formát egyformán harántolnak.

A régi Zahorce nevű falun belül, középúton Ötödész-mjr. felé végződik — eddigi megállapításom szerint — ez erdőszelestényi andezit telér. Ezenfelül redőt metsz a mellékvölgy. Ugyanezt látjuk rétegdőlés alapján Felsőpodluzsány mjr.-tól É-ra. A széles Ipoly-völgyön keresztül még semmi adatom sincsen s Szügynél is csak a K-i szárnyra vonatkozólag, ott azonban, ahol a D-en a Hagymás gerincét keresztezi a kibányászott andezit dejk, annak hatalmas árkában a lapos redő szemmel is látható. Az az üledéksor, ami ezt a redőt veti, nyilvánvalóan magas felsőoligocén cyrenás fáciesbe tartozó, s ezért nem vesztegetek vele több időt, mert a tőle Ny-ra

következő teknővel úgyis sokat kell foglalkoznunk, ez lévén az egész középső Ipoly medencének nemcsak középponti része, hanem egyik legtanulságosabb területe is.

Ez a szinklinális Karikás-psz., Illési-h., Balassagyarmat, Kin-csem-psz., Csesztve irányában nyúlik el. K-i oldalán a felsőoligocén cyrenás fáciesének üledékei vannak, de ugyanezek vékony szenes rétegeiben voltak a Bátorfalu környéki sikertelen kutatások is, ahol lehet, hogy a továbbiakban egy lokális redővetést fogunk kimutat-hatni. Ezeknek a homokos, homokköves rétegeknek az alja Apátújfalu alatt agyagos oligocén sorozat, amelyen a Tógyarmat felé vezető út mentén megint felfelé emelkedve ugyancsak homokos, homokköves, tavikrétás sorozatba jutunk az ottani pincékben, amely gazdag, sajnos, rossz megtartású kövületekben. Mégis sikerült több jól meg-határozható *Pectunculus obovatus* Lam. teknőit gyűjteni. Sok a *Tympanotomus (Potamides) margaritaceus* Brocc. és a *Turritella Sandbergeri* Mayer is. Egészen természetes, hogy a legfelső oligo-cén üledékekben a *Pectunculus obovatus* is megjelenik itt már, bár az innen DK-re gyűjtött Ferenczi-féle kövületek között Horu-sitzky Ferenc egyszer sem említi ezt a fajt. A fenti kövületek meghatározását én is neki köszönöm.

Az Illési-psz.-ra vivő útelágazással szemben K-re mintegy 5—6 m vastag nagyszerű koptatott transzgressziós középkavics réteg települ a *pectunculus*os felső-oligocén rétegekre. A kavics helyen-ként homokos és konglomerátumos is, sokszor a parti hullámverés-től fényesre gömbölyített. Felső részében különösen, anomiókat gyűjtöttem belőle. A kavics átlagos dőlése ($21^h 20^0$) diszkordáns a fekvőjéhez ($4—6^h 6—8^0$), míg homokos, majd agyagfedője megint csak 6^0 alatt 6^h felé hajlik. Ebben a fedőben is vannak anomiók. Ez a kétségtelenül transzgressziós anomiyás kavics felfelé Apát-újfalu felett is D-re, az Ipoly-híddal szemben lévő téglagyár fejté-sének tetején követhető. Itt már apróbb és homokos. Alsópodlu-zsány mjr. felé elhagyott téglagyagfejtőben, az út szintjében sötét, aprókavicsos ostreás és anomias homok és felette Ny-ra dülő vetődéses agyag, majd ÉK felé a felsőoligocénbe sorozható homo-kos rétegek vannak az út mellett. É-on a 266-os pont K-i gerincé-nek szőlőiben megint csak Ny-DNy-felé hajló kavicsos, ostreás, homokos üledéket találunk. Bár letagadhatatlan vetődések zavar-ják meg ezt a települést, a sok feltárásban már az Ipoly hídjáról jól látszik az alsó miocén üledékeknek ez a szinklinálisa, amelyik még K-felé valószínűleg le nem vetődött fekvőjéből írta le dr Gá l

István (Ann. Mus. N. Hung. 1937—38) azt a szép és érdekes faunát, amely az említett alsó miocén transzgresszió alapján mégis csak a legfiatalabb felső oligocénhoz fog tartozni, mintegy a magasabb fekvésű *Pectunculus obovatus* parti oligocén, csenevész faunájú mélyebb fáciese.

A sok alsó miocén jellegű faj megjelenése — a felső oligocén fajok társaságában — így is jól magyarázható. De a K-felé végig követett ostreás anomyas kavicsos és homokköves alsó miocén (akvitániai emelet) idáig nyomozott transzgressziója itt, ahol a kiemelkedett felső oligocén parton valóságos vastag, diszkordáns kavics alakjában konstatalható, az erős vetődöttség ellenére is arra vall, hogy fekvője csak legfiatalabb felső oligocén lehet.

Nem férhet kétség ahhoz, hogy itt a *Pectunculus obovatus*-os, szenes, tehát kiédesedő legfiatalabb oligocén üledékek lerakódása után szedimentációs ciklus záródott le. Egy újabb diszkordáns kavicsos transzgresszióval az ostreás, anomias alsómiocén (akvitániai) tenger nyomult előre *elsősorban* a mélyebb redők közötti tektonokban, ahol a miocén üledékek fácies viszonyaiból a hajdani partokra és az azok közötti mélyedésekre is következtethetünk. A tektonok utólag törtek össze tehát. A miocén képződmények viszonylag mélyebb fekvése tehát, különösen a fáciesviszonyok figyelembevétel után, nem ennek a hegyszerkezetnek a folyománya, hanem az oligocén végén lejátszódó regresszióval jellemzett fokozatos kiemelkedésnek, felgyűrődésnek. Ez a miocén rétegek további redős kimozdulásának tanúsága szerint, oszcillálva (regressziók és transzgressziók) tovább is folytatódott s a helvéci emelet végén, az akkori nagy andezit erupciók idejében (alsótortonikum) valóságos katasztrófális jelleget öltött úgy bent a magyar-horvát terciér medencében — az Alpes-kárpáti harmadik geoszinklinálisban —, mint a Kárpátok és Alpok északi és déli geoszinklinálisában.

A balassagyarmati elfedett széles Ipolyvölgyben az altalaj felépítéséből semmit sem látunk, de Csesztve mellett Annahegy Ny-i oldalán két dőlésmérésem mutatja ennek a szinklinálisnak az irányát. Itt fenn kavicsos, homokköves miocén rétegek 5° alatt 20° felé és lent a vízmosságokban szénzsinóros homok- és agyagüledék (felsőoligocén) $3-9^\circ$ alatt $5-8^\circ$ felé dőlnek. Csesztvénél *F e r e n c z i* is talált alsómiocén képződményeket.

Egy további redőt csak Lukanényén felül Csehi-psz. mentén konstataltam. Itt a Mathényi-szőlő környékén szénkutatásokra is emlékeznek, de hogy az a Lukanénye körüli legfelső tavikrétás

oligocén üledékekre vonatkozik-e, vagy az új határ mentén már fel-lépő miocén üledékekre, nem volt alkalmam megállapítani. D-felé ennek a redőnek folytatására vonatkozó minden adatot elzárnak a rétegzetlen pleisztocén üledékek. Az Ipoly balpartján Ipolyszögnél vannak csak olyan feltárások, amelyekből konkrét adatokat szerezhetünk, úgyhogy azok alapján Ipolyszögön keresztül Szentlőrincpsz. irányában Kopanicán keresztül redőtengelyt állapíthatunk meg. Itt azzal kell kezdenem, hogy bár id. Noszky Jenő régebbi felvételei ezen a vidéken mindenfelé alsómediterráni képződményeket jelölnek s Bolgár-szőlőtől D-re Ferenczi is miocént említi, a Noszky-féle új geológiai térképen a pleisztocéneken kívül csupán kattiai üledékeket látunk feltüntetve. Szentlőrincpsz.-tól ÉK-felé s 250-es pont K-i oldalán lévő úton láttam csak széteső *Pectunculus* sp.-ek héjait porondos homokban, amelyre 15^o-os K-i dőléssel kavicsos homokok és homokkövek következnek. Tehát ezek fekvője lehet csak felsőoligocén a redő tengelyében. Bár durva homokkövek vannak ott is, ahol ez az út Ny-on a völgybe ér, mint Szentlőrincakol mellett, vagy a Bolgár-szl.-tól DNy-ra lejövő árokban, ahonnan Horusitzky Ferenc *Anomia ephippium* L. varietásokat határozott meg. Bármint álljon a dolog, az bizonyos, hogy ezen a vidéken már a redőkön is túlnyomóan miocén üledékeket találunk, amint ezt a Bolgár-szőlőtől ÉNy-felé levivő mély úton gyűjtött fauna bizonyítja, amely ugyancsak Horusitzky Ferenc szíves meghatározása szerint:

Callistotapes vetulus Bast.
Nucula cf. *mayeri* Hoern.
Arca diluvii Lam.

Cardium sp.
Thracia sp.

és vékonyhéjú, apró *Nucula*, *Lucina*, stb. sp.-ekből áll, s így a fentieknek nem mond ellent.

A rétegdőlés-mérések arról tanúskodnak, hogy Csábtól és Szélenytől, Kőkeszitől DK-re Terbegecen keresztül, Nagycsalomjánál, Dejtár v. á. táján van megint redők közti tekno. Az bizonyos, hogy Kőkeszin felüli része egészen az ÉNy-i andezit területekhez csatlakozó miocén szedimentáció régiójába nyúlik be, s úgy lehet az alsó miocén transzgressziós kavicsanyag az, amelyet Terbegectől D-re a magaslatok pleisztocénje alatt mindenfelé látunk. Viszont azon sincsen mit csodálkoznunk, hogy a mély bevágású völgyek alján, mint Terbegecnél és Bikavölgy felett K-re a mély úton, még magas felsőoligocén üledékeket találunk. Úgy látszik, itt a hajdani felső-

oligocén medence ÉNy-i részén jobban érvényesült a későbbi szomszédos hegymozgás felemelő, gyűrő hatása. Ny-felé innen ugyanis már az Ipoly mentén — amint látni fogjuk — a miocén üledékek uralkodnak.

A következő redőt — bár id. Noszky az Ipolykesztől É-ra régi felvételén még miocén rétegeket jelöl — új térképével egyezően még legfelső oligocénkorinak vélem. Csak fennebb Gyürki, Sisák, Szelény, Dacsókeszi és Csáb környékén van miocén képződményekből felépítve. Meg kell említenem, hogy egyes jelenségek, mint pl. a Csáb faluban magában, a templom közelében feltárt homokkő helyzete s ÉK-re a határ közelében, a felsőfehérkúti út alatti árokban, vagy a 271-es p.-tól DNy-felé a falu alsó végén lévő közbezárt slírral azonosság esetében, ennek a redőnek elszakadására, DK-re való fektettségére vallana. Ennek a kinyomozására azonban az általános bejárás keretében nem volt alkalmam. A redőzések itteni határozott ÉK-re való kanyarodása előbbi feltevésem lehetősége mellett szól. Az bizonyos, hogy ennek a redőnek ÉNy-i szárnyán a Csáb és Dacsókeszi feletti hegyek andezitjei ülnek az id. Noszky által burdigálainál fiatalabbaknak térképezett miocén üledékek fedőjében.

A Dacsókesztől, Gyürkitől Ny-ra következő szinklinálisban már egyenesen benne is fekszenek a határon lévő andezit hegyek. Szurdok v. mellett a félbenmaradt új stratégiai út végén, a 281-es pont közelében heterosteginás és más tortonai kövületes biotitos tufákat találtam:

Limopsis (Pectunculina) anomala

Eichw.

Scala sp.

Ancillaria (Baryspira) glandiformis

Lam.

kövületeivel, amelyek meghatározását dr. Szalai Tibor kartársamnak köszönhetem, viszont a foraminiferákat dr. Majzon László meghatározása alapján a következőkben sorolhatom fel:

Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina triloba Rss.

Polystomella crispa L.

Amphistegina lessoni d'Orb.

Spongia tük

Otholithus.

A völgyekben levő falvak uralkodó miocén (helvécien) slír fedőjében még vastag rozsdás homok és homokkőves, tufás sorozat hovátartozandóságát kell megállapítani. Inám és Ipolynyék között

is a helvéciai slír az uralkodó. Sajnos, csak ritkán jól rétegezett, mint József-mjr. (Patkánynevelő psz.)-tól ÉK-re, s így nagyon bajos lenne jó rétegdőlési irányokat mérni. Nem hiába hívja a nép ezt is éppen úgy apokának, mint a finomabb és kevésbé világos felső-oligocén slírfaciesű agyagokat. Dejtár és Nógrádpatak faluk között az Ipoly folyó D-i oldalán megint határozott szinklinálist állapítottam meg olyan kavicsos durva rozsdás homok rétegekben, amelyek másfelé a slír fekvőjére emlékeztetnek. Tény, hogy Nógrádpatak felső végén *Pholadomya alpina* Math. — és tellina sp-ek fordulnak elő benne, tehát valószínűleg burdigálai üledékekkel van dolgunk. Dejtár ÉNy-i végén a homokfejtőkben két 1—2^h felé 60—65° alatt dülő vető ugyancsak a szinklinálisban összetört rétegekből egy alig 10 m széles pásztát, az általános 6—8°-os Ny-ÉNy-i dőlésből, 13^h felé billentette el 6° alatt. Ez az egyetlen esetem eddig ezen a területen, amikor a vetődés nagyobb csapásbeli eltérést is okoz.

A nógrádpataki K-i irányú rétegdőlésekkel szemben Korpácsnál és Nagyoroszinál határozott Ny-i dőlésben találjuk az ottani slíres fáciesű agyagokat fedő homok és homokköves miocén lerakódásokat. Tehát Horpács és Patak között megint redő van, amely DNy-felé — H o r u s i t z k y F e r e n c megállapítása szerint — Borsosberény-Nógrád-nak tart. Ezt a redőt Nagyoroszi és Drégelypalánk között D-ről ÉNy-felé kanyarodó szinklinális határolja megint az ő slír és annál fiatalabb homokos lerakódásaival. Úgy látszik, mintha itt a Dejtár-pataki szinklinálison túl, K-felé nem terjedne tovább a helvéciai slír s a burdigálikummal zárulna a Balassagyarmat körüli oligocén-miocén tengeri szedimentáció.

A Drégelypalánk, Hont, Homok és Kutberek-psz. közötti dőlés-méréseim arra vallanak, hogy a Börzsöny ÉK-i végén még egy redővetése van a miocén rétegeknek, amelyeknek idősebb tagja az id. N o s z k y által Hontnál térképezett helvéciai slír s fedője a Kutberek psz. feletti erősen tavikrétás, homokköves rozsdás homok, ez 5° alatt 15^h felé dől s a homoki Nagyhegy É-i orrán 6° alatt 24^h felé hajló tufás homokkő. A hegyek andezitje csak ettől a redőtől Ny-ra levő teknőben fekszik. A Honttól Ny-ra levő vízeséses mély vízmosás alsó rétege piszkos szürke rétegzetlennek látszó agyagos, durva homok egy kis sűrűbordás *Pecten* sp.-el, erre kékesszürke, fehéresen kiszáradó, szögletesen széteső agyag települ, kemény homokkő padokkal. Mindkettő kövületes. A kövületek innen már ismertek s a fauna tanúsága szerint tényleg helvéciai üledékekkel van dolgunk.

Amint az előadottakban levezettük, a Börzsöny ÉK-i orrát D-ről ÉNy-ra és Ny-ra kanyarodó miocén rétegekből felépített redőzések ölelik körül. A széles Ipoly völgyön keresztül, bár ma még semmiféle adattal sem tudom támogatni, a Nagyoroszi és Nógrádpatak között megállapított redőről is feltételezhető, hogy szintén ÉNy-felé kanyarodik. A Hidvégi-psz. feletti Véréb-h. (312 m) oldalában, a szőlők és erdő közötti útbevágásban rétegzetlen slír fedőjében két tavikrétás réteg DK-i dőlést mutat, Tesmagtól É-ra, a 171-es magaslat ÉNy-i tövében, Wellner-psz. mellett, a Berencsen-p. meredek mártjában meszes, homokköves, tufás rétegek vannak jól feltárva, ezek is 14° alatt DK-felé dőlnek s szemben Ny-ra a 129-es p-nál a durva andezittufás padok 10°-kal ÉNy-ra éppen úgy, mint Ipolyság ÉNy-i részén a Korponai-p. terraszában az andezit konglomerátum padjai. Vagyis eddig úgy látszik, hogy talán a kérdéses redőlefutás erre kanyarodik.

A 171 m pont Ny-i orrán levő laza, durva meszes homokkőből sok kőületet hoztam. Ezek Szalai Tibor karfiársam meghatározása alapján:

<i>Arca</i> sp.	<i>Corbula revoluta</i> Brocchi.
<i>Ostrea</i> sp.	<i>Corbula (Angina) gibba (Olivi)</i> var.
<i>Cardium Michelottianum</i> May.	<i>curta</i> . Lacard.
<i>Ervilia</i> sp.	<i>Turritella Beyrichi</i> Hofm.
<i>Tellina planata</i> L.	<i>Schizaster</i> sp.-nek
<i>Amiantis islandicoides</i> Lam.	

bizonyultak.

Az innen való foraminiferák dr. Majzon László szerint:

<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	<i>Polystomella crispa</i> L.
<i>Globigerina triloba</i> Rss.	<i>Amphistegina lessoni</i> d'Orb.
<i>Rotalia papillosa</i> Brady var.	<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.
<i>compressiuscula</i> Brady.	<i>Spongia</i> tuskék
<i>Nonionina communis</i> d'Orb.	<i>Otholithus</i> .
<i>Nonionina depressula</i> W.—J.	

„A torton rétegek korát eldönti az *Amphistegina lessoni* d'Orb. és *Heterostegina costata* d'Orb. megjelenése a teljesen fiatalabb képű faunában“ (dr. Majzon László).

Nem hallgathatom el azt a nagyon tanulságos megfigyelésemet, hogy itt a tortonai faunát bezáró homokos rétegek felett finomabb tufás üledék települ, amelynek még aránylag kis kézi példány-

darabjain is nagyon jól látszanak az itt lezajlott földkéreg-mozgások miniatűr-megnyilatkozásai. Ebben a rideg anyagban éppen úgy látjuk a kicsi, alig pár mm-től néhány cm-ig terjedő közetrésztetek vetődéses elmozdulásait, mintha valami szelvényrajzon kibebbítettük volna le a valóságban nagyban mutatkozó jelenséget. Érdemes volna minden iskolai gyűjteményben egy-egy ilyen közetdarabot megőrizni, mert azt hiszem, ilyen előfordulás ritkán található, legalább is elég hosszú időre visszanyúló természetjárásaim alatt még ilyenekkel nem találkoztam. Azonkívül ezen a helyen még egy igen dús kőütlelőhely is van, ahová ezért is érdemes kirándulni.

Ipolyszécsényke és Ipolynyék környékén jobbra csak a helvéci rétegzetlen slír az, ami a vastag pleisztocén fedő alól kilátszik, s így legfennebb Kelenye, Ipolyfödemes, Palást környékének beható tanulmányozása adhat olyan hegyszerkezeti adatokat, amelyek az itt elsüllyedt alaphegység felett levő fiatalabb miocén-üledékek szerkezetét megvilágítják. Egyelőre az a mindenfelől nehezen megközelíthető határmenti vidék nem esett kezemügyébe s inkább csak feltételezem, hogy az Ipolynyék, Ipolybalog, Ipolyszécsényke közötti vidéken kétfelé ágazik ÉK-re és ÉNy-ra a különben egységes Dejtár—Nógrádpatak közötti szinklinális és valószínűleg arra szalad be a régi hegységnek ez a felsőoligocén után lesüllyedő ékje. Erre vall — mint már említettem — az a körülmény is, hogy a Börzsönyalji helvéci slír a Dejtár—nógrádpataki szinklinálison túl K-felé nem terjed ki. Nagy akadály, hogy éppen ezen a tektonikailag érdekes vidéken van a bécsi országhatárnak, széles Magasmajtény körüli beszögelése. Úgy rémlik, ott azon a vidéken kell keresnünk azt a régi hegységközpontot, amelyet a tőle D-re és K-re levő, előbbiekben körvonalazott redőzések széles kanyarokkal kikerülnek.

Összefoglalás.

Ha ezek után egy kis seregszemlét tartunk azokon a megfigyeléseken, amelyeket Lévától Ipolyságig a középső Ipoly mentén a Börzsöny É-i csüskétől a salgótarjáni szénmedencéig futólag, három rövid hónap alatt tehettem, sok érdekes geológiai tanulságot vonhatunk le.

Az i d. N o s z k y J e n ő től Romhány környékén térképezett rupélliai képződmények s a balassagyarmati fúrásból említett kiscelli agyag tanúsága szerint vidékünkre fokozatosan a középső oligocénben tengermedence nyomult É-felé. Ennek a medencének az alap-

hegysége D-en a Nagyszál és Csóvári-hegyekben fennmaradt felső-triász nőri és rhaetiai emeleteinek mészkövei- és dolomitjaiból állhatott, amelyre már a felsőeocén-tenger transzgressziója is megindult (Bortoni emelet). Ez a felsőtriász-hegység egy paleozoós ősi hegység pereme lehetett, legalábbis arra vallanak a balassagyarmati mélyfúrás alján megfúrt s az andezittuffás képződményekben előforduló kristályos pala-zárványok (ilyenek Nógrádszakálnál is vannak) s az Ipolyságtól ÉÉK-re említett felszínre erodált régi hegységmaradványok.

A felsőoligocén regresszióval fejeződik be, amikor vékonyabb szén és szenes rétegek is képződtek Bátorfalu, zsélyi Forrás-psz. és Szügy (Leányvár alatt) környékén stb.

A *cyrenás* és *pectunculus-obovatusos* felsőoligocén-rétegek leülepedése idejéig már enyhe redőzések és közti teknők alakultak ki, ez volt az a fokozatos kiemelkedés, ami a tenger regressziójára és szenes rétegek kialakulására vezetett. Az enyhe felgyűrődés még az itteni tengervisszahúzódás után is tarthatott, mert az ostreás és anomias durva, homokköves és álréteges akvitániai (alsómiocén) homokokat sokszor még a szinklinális teknők mélyebb térszínén is újabb medence-térhódítást jelentő kavicsok, vagy legalábbis kavicsos homokok, homokkövek vezetik be (Balassagyarmat, Apátújfalú, Ipolyszög, Szügy, zsélyi Sóssárfürdő mellett, óvári Várhegy, Szécsénykovácsi. (Hradiste és szemben Farkasalmás-psz. alatt.) Ez a kavics Tótygyarmatnál határozottan diszkordánsan fekszik a felsőoligocén-rétegekben. Az akvitániai alemelet agyagos-homokos (kóródi-molti gauderndorfi típus) üledékeit a Bieli-vrch kavicsfedő agyagjaiban látom s a Bolgár-szl.-től Ny-ra levő üledékekben.

Az alsómediterráni akvitánikum második alemeletének a burdigalikumnak a Balassagyarmat-Szécsény körüli medencerészeken számbavehető nyomára alig akadtam eddig, legfennebb ÉK-en Nyerges-psz.-nál és Ny-on Dejtár—nógrádpataki teknőben. Lehet, hogy arra a vidékre mindenfelé ki sem terjedtek ezek a képződmények, bár kétségtelenül ez a medencerész olyan mélyen erodálódott, hogy a szinklinális teknőkben is általánosságban csak az alsómiocén legelső emelete az ostreás-anomias szint maradt meg máig. Jellemző, hogy különösen az ÉNy-i oligocén-medenceperemen a felsőoligocén *pectunculus obovatusos* üledékekre egyenesen a helvéciai slír transzgradál, ami arra vallana, hogy a burdigálai szenes rétegek és fekvő-fedő kísérői inkább csak a hosszan elnyúló Zagyvasalgótarjáni medencére és annak ÉK-É-i Óvár-Kékkő közötti foly-

tatására szorítkoznak. Ott valahol egy a burdigalikumig felszínen volt régi hegységmaradványt sejtek, mint az ottani sötétes kavicsok szülőhelyét. Ezeket ugyanis mai szerzőkkel szemben (Feren-czi, id. Noszky) nem tudom az Alföld helyén feltételezett, még akkor is meglévő régi szárazulatról származtatni, hiszen éppen ők mutatnak rá, hogy Salgótarján felől a Mátra felé fokozatosan elvékonyodnak.

Ezeknek a szénmedencéknek a helyén egy az É-ÉNy-i Kárpátok ívét is keresztülszelő tektonikai választóvonalat sejtek.

A középső Ipoly-menti oligocén-alsóakvítániai medence úgy látszik még a burdigálai regresszió alatt egészen szárazra emelkedett s az is maradt a helvéciai slír transzgressziójáig s közben még akkumulációs medencerész sem volt, máskülönben az a slír alatt szembeötlene. Tehát ennek a medencerésznek a kiemelkedése és felgyűrődése az alsóakvítánikum-előtti és a burdigalikum-alatti regressziók idejére esik két transzgressziós oszcillációval, de folytatódott a helvéciai tenger-előnyomulás után a felső miocén szárazulat kialakulása idején. A felsőpannoniai-pontusi utolsó transzgresszió után annak végső beszikkadásával és levantei beltavakra való feldarabolásával egyidőben pedig — de még előbb az alsótörtónai andezitkitörések idejében — megindult az összehasadozása, a széttörédezése.

A középső Ipolymenti oligocén-akvítániai medence ÉNy-i peremén nyilvánvalóan először mint peremi szinklinálisba benyomult a helvéciai slír-transzgresszió. Lehet, hogy részben ez a peremi súlytöbblet robbantotta ki az egyensúlybeli különbségeket, amelyek ebben az időben másfelé is az Alpes—kárpáti vonulatban hasonló helyzetben igazán nagyarányú orogén-faciést váltottak ki. (Flis-takarók.) Ezért kérdéses még, hogy az Ipolyságtól ÉNy-É-ÉK-re levő alaphegység-maradványok vajjon egyszerűen lesüllyedtek-e, vagy tovább is pikkelyeződtek a süllyedő peremek irányában? Úgy gondolom, az utóbbival is számolhatunk, s ez az ottani savanyú és sós hévízforrások eredetének kulcsa. Nagyon mélyreható tektonikai vonalak alakultak ki ebben az időben s ezek hozták fel a nagy alsótörtónai andezit-erupciókat is az alaphegységig pásztásan felszakadt régi felpikkelyeződés vonalain a Mátra helyén és Bükk aljában, a Cserhátban és Börzsöny—visegrádi hegységben és a selmecbányai hegyekben. Ez a régi felpikkelyeződés, amint azt a Gellért-hegyen és a Szépvölgy raibli-üledékeinél látjuk, az alföldi terület kréta-, eocén- és oligocén-pásztái fokozatos lesüllyedésének

tulajdonítható. A jövő részletvizsgálatai hivatottak ezekre a hegy-szerkezeti összefüggésekre teljes világosságot vetni. Az máris bizonyos, hogy középhegyeinkben s így a szomszédos budai hegyekben is minden újabb medencemélyülés maga után vont a peremhegység pikkelyes szerkezetének újabb és újabb megelevenedését. Legutóbb a Széchenyi- és Kakuk-hegyen a felsőpannoniai üledékek mozdultak el *triász-alapjukkal* együtt ferde síkban, az alföldi medence felé magasabb térszínre. Meg kell tehát fontolnunk, vajjon medencéink és peremhegységeik mai viszonyában nem hiba-e az, hogy az utóbbiaknak ezt a pikkelyes, rézsút felfelé való mozgási tendenciáját számításon kívül hagytuk?

Az bizonyos, hogy mennél gyökeresebben merülünk bele területünk geológiai tanulmányozásába, annál több, eddig leegyszerűsített feladat megoldása elé állítanak. A föld kérge állandóan mozog, él s az életfolyamatok körforgása örök! Az utánunk következő geológusoknak még sok dolguk lesz.

A középső Ipoly-menti oligocén-miocén medence részben s a hozzá csatlakozó paleozoós és mezozoós alaphegység-maradványokkal jellemzett ÉNy-i területemen ügylátszik a szedimentáció a felső tortónai üledékekkel véget ért s azóta hatalmas hosszú erózió ciklus érvényesült. Ebből az időből csupán aragonit, édesvízi mészkőtörmelékes kőzetek, lösz és különböző korú kavicslerakódások maradtak reánk. Ezek pontos kormeghatározására eddigi vizsgálataim még mindig nem elegendők. Az bizonyos, hogy a felső Ipoly-menti medencerészről ma csak azért beszélhetünk úgy, mint jobbára felső-oligocén-rétegekből felépítettről, mert az Ipoly és mellékpartokjai a miocén vége óta elmosták azt a hatalmas alsó miocén-fedőjét, amely a magasabb térszínű periferiális részek közt legalult központi területen jobbára csak a redők közti szinklinálisokban maradtak meg máig.

Ha az Ipoly-folyónak erre a középső, erősen kanyargó, feltöltött medrű, alsó szakasz jellegére és azokra, az egész széles óalluviális részeket is elöntő áradásaira gondolok, amelyek az 1939. évi tavaszi és őszi széles kiöntéseket hozták létre, azt kell következtetnem, hogy itt, vagy valahol lennebb egy elgátoló emelkedésnek kell lennie, vagy viszonylag megint kissé süllyedő tendenciával van dolgunk. A terrász-tanulmányok majd erre a kérdésre is világot vetnek. — Voltak és vannak itt fiatal földkéreg-mozgások, de az az érzésem, hogy azok — legalább nagy részben — mástermészetűek, mint ahogy azokról P e j a G y ő z ő: A nógrádi-medence geomor-

fologiájában olvashatunk. Törésekkel könnyű, de nem lehet mindent jól megmagyarázni s itt láttuk, hogy gyűrődöttséggel is számolnunk kell. Ma már túlvagyunk azon, hogy a Kárpátokon belül levő hegy-ségeket és különösen a harmadkori medencéket tisztán töréses szerkezetűeknek egyszerűsíthessük le. A gyakorlati geológia erre minden vonalon beszédesen rácáfolt!

Gyakorlati vonatkozások.

Bár, amint az előbbieken reámutattam, a legfelsőbb oligocén-üledékek között már szenes rétegek is mutatkoznak az akvitániai transzgressziós képződmények fekvőjében, azok — legalább az eddigi kutatások területén — nem mutatkoztak műrevalóknak. Az akvitániai rétegek fedőjében következő burdigálai üledékek salgótarjáni típusú széntelepeinek képződményei pedig inkább idei felvételi területemen kívül esnek, tehát a szénbányászat tekintetében ez a középső Ipoly-mente semmi, vagy legfeljebb igen kevés reményt nyújt.

Földgáz-petróleumkutatás nézőpontjából, bár úgy a sós-jódos vizek, mint metán, sőt olajos indikációk is mutatkoznak s az akkumulációra elengedhetetlen gyűrt szerkezet is kézenfekvő, az anyakőzetet illetően még nem tekinthető tisztázottnak a helyzet. Ha amint egyes szerzők, így például dr. Ferenczi István a regressziós felsőoligocént tekintենek olyan időnek, amikor a sóképződésre alkalom nyílott, akkor ellenkezésbe jönnénk a budapestkörnyéki adatokkal, elsősorban az Őrszentmiklósi mélyfúrással, ahol kétségtelen, hogy a rupéli kiscelli agyag a szintén erősen sósvizes földgázos anyakőzet, mert hiszen ott kattiái rétegeket nem is fúrtunk át. De viszont bebizonyosodott, hogy a kiscelli agyag alatti eocén-és triász-üledékekből már sem sós, sem földgázos víz nem jött fel, hanem azokat felváltja a forró szénsavas terma. Sóshartyán vidékén s a szécsényi és balassagyarmati fúrásokban mutatkozó sósvizek és éghető gázok viszont olyan mélyebb felsőoligocén-agyagokban mutatkoztak, amelyek alatt még talán nem is egészen bizonyos, hogy megvan a valóságos kiscelli agyag, hanem mindjárt belejutunk a kristályos pala alaphegység törmelékébe. A szénsavas és kénes források néha ugyancsak sós vizei — amint már szintén utaltam rá — mindig vetődések és más mélyreható tektonikai vonalak mentén fordulnak elő s így azt a gondolatot keltik bennem, hogy a sós indikációk s így a velük szerves összefüggésben lévő szénhidrogének is,

itt nem primér-helyzetűek. Ezt a feltevésemet látszanak támogatni az eddig lefolytatott Bükk- és Mátra-hegység környéki ilyen irányú kutatások is, amelyeknek csekély eredményei a befektetésekkel nem arányosok. Az Alföldtől É-ra levő vidéken úgylátszik részben a szerkezeti elgondolásokat, de különösen az anyakőzetet illetően is bizonyos revízió szükséges.

Reámutattam, hogy egész felvételi területemen végig sok különböző-különb összetételű szénsavas és kénes hideg és langyos ásványvíz-előfordulás van, de azok sehol sincsenek érdemük szerint feltárva és kihasználva. Az előbbieken elmondottakkal kapcsolatban, ezeknek a sok esetben termális eredetű vizeknek beható vizsgálata úgy az összetételt, mint a geológiai eredetet illetően fontos támaszpontot szolgáltatna a mélyebb hegyszerkezetre és sós anyakőzetre vonatkozólag is, amelynek alapján az előbb érintett revízió megindulhatna. Az máris bizonyosnak látszik, hogy ezeknek a felvidéki szénsavas és sósvizeknek a vizsgálatai és mélyfúrásokkal való kutatása új értékes, mainál melegebb, balneológiaiag értékesíthető kútvizekhez juttatná ezt a sokszor még jó ivóvízben is szűkölködő vidéket. Arra való tekintettel pedig, hogy az ezekből a felvidéki ásványvizekből mindig bőséges gázfeltörés is mutatkozik, a mélyben és közelben levő őskőzetekkel kapcsolatban igen kívánatosnak látszik ezeknek a gázoknak a nemes gázokra vonatkozó részletes vizsgálata, amire vonatkozólag például szolgálhat a székesfehérvári mélyfúrásnak nálunk páratlan héliumtartalma.

A legfennebb helyi érdeket szolgáló kőzet-, agyag-, homok- és kavics-előfordulásokon kívül még csak a Felsőtúr mellett levő üveg-homok érdemel behatóbb vizsgálatot.

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHEN AUFNAHMEN LÄNGS DES MITTELLAUFES DER IPOLY.

Von Dr. Franz von Pávai-Vajna.

Im Sinne der Verordnung der Direktion der Staatl. ung. Geologischen Anstalt hätte ich eigentlich die geologische Aufnahme der Umgebung von Balassagyarmat zur Aufgabe gehabt. Indessen erwies sich die Begehung der weiteren Umgebung ebenfalls als notwendig, was in einer mündlichen Besprechung durch Direktor von Lóczy auch bewilligt wurde. Auf Grund der älteren geologischen Aufnahmen schien es nämlich warscheinlich, dass W—NW-lich von Balassagyarmat bis Léva ein paleozoischer und mesozoischer Gebirgsteil in der zweiten Hälfte des Miozän unter das Meer geriet, dessen tektonische Bewegungen auf die Ausgestaltung des oligozän-miozänen Beckenteiles um Balassagyarmat und seine Tektonik einigen Einfluss gehabt hat. Zuerst musste ich also mit diesem Gebirgsteil bekannt werden, um bezüglich der tektonischen Ausgestaltung des zu bearbeitenden Beckenteiles einige Anhaltspunkte zu gewinnen.

Nachdem ältere geologische Aufnahmen (Noszky sen.) in ihren stratigrafischen Feststellungen ebenfalls den begründeten Verdacht erweckt haben, dass das oligozän-miozäne Becken der Umgebung des Cserhát-Gebirges nicht nur eine Bruch- sondern auch eine Faltungsstruktur besitzt, zeigte sich die Begehung eines grösseren Gebietes ebenfalls notwendig, um hinsichtlich dieser Erscheinung eine möglichs grosse Übersicht zu gewinnen. Deshalb gelang es mir, in Laufe der Aufnahmen dieses Jahres das Gebiet, das südlich der N-lichen Landesgrenze gelegen, mehr als die Fläche eines Kartenblattes 1:75.000 bedeckt und sich von Léva über Vámosladány, Deménd, Kemence, Hont, Nagyoroszi, Mohora, Nógrádsipek, Nagylóc, Sósartyán, Etes, Piliny, Nógrádszakál bis Ipolytarnóc er-

streckt, hinsichtlich seines Aufbaues und seiner Tektonik zu erforschen.

Obwohl ich auf Kartenblättern 1 : 25.000 gearbeitet habe, entschloss ich mich doch, nachdem die Debatten über die Abgrenzung des Oligozän und Miozän auf diesem Gebiet noch nicht abgeschlossen sind, — die auf Grund meiner Fallmessungen vorhandenen Parallelfalten, die ich bisher zum Grossteil nur mit Hilfe meiner Oberflächenaufschlüsse nachweisen konnte, und die im Gegensatz zur bisherigen tektonischen Auffassung neu sind, im Masstabe 1:75.000 zu fixieren. Wenn wir nämlich die eben in diesem Jahre erschienene „geologische Karte des Cserhát-Gebirges“ von Eugen Noszky sen. betrachten, so sehen wir auf diesem Gebiet vorwiegend kattische und pleistozäne Sedimente verzeichnet die eine bevorzugt NW-liche Fallrichtung der Schichten aufweisen, was höchstens durch eine Bruchstruktur zu erklären wäre. Diese Annahme scheinen die gegen S immer häufiger auftretenden Andesitgänge zu unterstützen.

Wie ich schon erwähnt habe, sind auf den im Kartenarchiv der Geologischen Anstalt verwahrten älteren Aufnahmeblättern meines Kollegen Eugen Noszky sen. viel grössere „Untermediterrane“ Bildungen enthaltende Gebietsstrecken verzeichnet, als auf der eben erwähnten neu erschienenen Karte. Diese ältere stratigraphische Verteilung erweckte in mir die Vorstellung, dass sich hier schon zur Zeit der Ablagerung--Zonen mit älteren und jüngeren Sedimenten ausgebildet haben. Deshalb können die durch das „Untere Mediterran“ ausgefüllten Zonen auch zwischen Falten liegende Mulden sein. Dann allerdings musste die Faltung zumindest gegen Ende des Oligozän ihren Anfang genommen haben, damit sich die jüngeren Sedimente in den zwischen den Falten gebildeten Mulden haben abgelagern können.

Meine systematischen Messungen des Einfallens haben zweifellos nachgewiesen, dass die oligozänen und postoligozänen Bildungen von der ursprünglichen Lagerung nicht nur in einer Richtung abweichen. Es zeigen sich auch reichlich genau entgegengesetzte Abweichungen, die dann zumeist in parallelen Zonen genau nach der entgegengesetzten Himmelsrichtung gerichtet sind. Sie bilden also — von W gegen O fortschreitend — aufeinanderfolgende Falten, und dazwischen gelegene Mulden. Ebenso zweifellos musste ich aber auch feststellen, dass die Ablagerungen dieses Gebietes auch

durch einander kreuzende Verwerfungen disloziert wurden. Ich will gleich hier betonen, dass — auf Grund meiner Beobachtungen — diese durch Brüche verursachten Lagerungsstörungen hauptsächlich in den Mulden, in Synklinalen häufig sind. Der Umstand, dass eben Zonen mit verhältnismässig jungen Ablagerungen stärker zerbrochen sind, ist ein Beweis dafür, dass diese Zonen nicht durch die ihre Sedimente querenden, also jüngeren Brüche zustande gekommen sind, sondern durch Faltungsbewegungen, die ihrer Ablagerung vorangegangen sind, und die in ihrem weiteren Verlauf die Faltungsachsen des oligozänen Beckens in der Umgebung des Cserhát-Gebirges zum Festland erhoben haben. Infolgedessen konnten sich die jüngeren miozänen Sedimente nur in solchen grossen Mulden ansammeln, wie z. B. das Becken längs des Zagyvaflusses, in seiner Fortsetzung das Becken von Salgótarján, oder jenes Becken, das sich an der Stelle des später versunkenen Gebirges zwischen Ipolyság und Léva entstanden ist. Dass die Brüche und Sprünge jüngeren Ursprunges sind, beweist nichts besser, als der Umstand, dass in sie sich der auf meinem Gebiet charakteristisch untertortonischer Andesit eingedrungen ist. Ich muss aber gleich an dieser Stelle bemerken, dass die längs dieser Andesitgänge auftretenden langen Sprünge an der Erdrinde in vielen Fällen nicht auch gleichzeitig Verwerfungsflächen darstellen.

Ausser den auf der beigeschlossenen Karte angegebenen zahlreichen Einfallmessungen konnte ich die Faltungsstruktur des Nordteiles des Beckens in der Umgebung des Cserhát-Gebirges auch auf Grund stratigrafischer Überlegungen nachweisen.

Bezüglich der tektonischen Verhältnisse muss ich darauf hinweisen, dass sich meine Einfallmessungen bloss auf die natürlichen Aufschlüsse beziehen. Durch Abteufung mehrerer Schürfschächte dürften wir also noch zu zahlreichen weiteren, ja selbst modifizierenden Teilergebnissen gelangen. Es ist eine auffallende Erscheinung, dass meine Fallangaben auch dort, wo die „Geologische Karte des Cserhát-Gebirges“ im allgemeinen NO-liche Fallrichtungen anzeigt, nicht mit diesem übereinstimmen. Es zeigen sich Abweichungen von einigen Horen. Eine offenbare Erklärung für diese Tatsache sehe ich in dem Umstand, dass ich im Gegensatz zu den Geologen, die dieses Gebiet vor mich begangen haben, ihre Messungen nach altem Brauch nur auf Grund des sichtbaren Schichtenquerschnittes durch Schätzung oder höchstens auf einer schmalen,

mit Hilfe des Geologenhammers hergestellten Schichtenfläche gemessen haben, ich hingegen meine Messungen in allen Fällen auf einer durch tiefes Einschneiden mittels einer flachkantigen Hacke gelockerten und von den Schichtenköpfen befreiten breiten ungestörten Schichtenfläche durchgeführt habe. Es ist keine Frage, dass dieses Verfahren, wie dies auch in diesem Falle sichtbar ist, zweifellos zu verlässlicheren Resultaten führt, obwohl die Abteufung von Schurfschächten auch in diesen Fällen auf Irrtümer hinweisen kann, die dadurch entstanden sind, dass man infolge der Eile oder entlang eines mit dichten Gestrüpp bewachsenen Grabens alte Knicke und Rutsche nicht bemerkte. Trotzdem bleibt es für mich ein Problem, wieso die in langen und breiten Zonen auftretenden, in sichtlich entgegengesetzten Fallrichtungen angeordneten Schichten der Aufmerksamkeit meiner Vorgänger entgehen konnten. Ebenso unbegreiflich ist es für mich, dass auf der „Geologischen Karte der Umgebung von Karancsság-Sóshartyán“ von Stefan F e r e n c z i (Jahresber. d. Staatl. ung. Geol. Anst. über die Jahre 1932—35.) fast jede Gesteinsgrenze zwischen den Schichtengruppen der „stampienen“ und „aquitanischen“ Fazies gleichzeitig auch eine Bruchlinie darstellen soll. Ich habe den Eindruck, dass es viel zu einfach wäre, die Ausgestaltung der Tektonik und den Wechsel der Faziesverhältnisse auf diese Weise erklären und begründen zu wollen! Bezüglich der tiefsten Foraminiferenton-Fazies des „Stampien“ kann ich jetzt schon feststellen, dass diese entlang der Strasse Nógrádmegyer-Sóshartyán entschieden auf dem SW-lich von ihr durch eine Bruchlinie getrennten jüngeren losen (glaukonithaltigen) Sandstein der oberoligozänen „Stampien“-Fazies liegt, daher also nicht älter ist, als diese. Älter kann indessen wohl der harte, steinige Ton des Kirchenhügels von Sóshartyán etwa im Kern der Falte sein, der sowohl im S, als auch im O gegen die Sandsteinserie fällt. Nicht unerwähnt kann ich die Tatsache lassen, dass Dr. Eugen F e k e t e auf der ersten Kartenbeilage zu dem „Tätigkeitsbericht der ung. Geofisikalischen Anstalt Baron Lorand E ö t v ö s über die Jahre 1936—38“ den Verlauf des geofisikalischen Maximums NW-lich Sóshartyán genau so angibt, wie ich mir den Verlauf der Falte vorstelle. Sie schwingt sich dann ins relative Maximum in der Richtung auf den Sub-Bach und Mátraverebély ins Zagyva-Tal. Gegen SW weist F e k e t e bei Sámsonháza und gegen NO, bei Kisterenye ebenfalls grössere Minima nach. Hier befinden sich die niedrigsten Isogammen des Gebietes und gleichzeitig auch die Mulde der jüngsten miozänen

Sedimente, die das N-lich der Mátra- und des Bükk-Gebirges liegende Oligozänbecken von dem oligozänen Becken der Umgebung des Cserhát-Gebirges trennt. Ich habe das Gefühl, dass der alte Gesteinsgrund dieser langgestreckten Ixe, trotzdem die jüngeren Sedimente hier die grösste Mächtigkeit besitzen, später versunken ist, als die der SO-lich und NW-lich gelegenen, mit Oligozän angefüllten Becken. Das wird aber nur durch tiefer eindringende Bohrungen festgestellt werden können, die hier nicht allzu reichlich abgeteuft wurden.

In dem um Balassagyarmat gelegenen Beckenteil sollen die wegen Wasserversorgung abgeteufte Tiefbohrungen von Balassagyarmat und die Szécsény-Barokschens Bohrungen auf Grund der Untersuchungen von Noszky sen. und Ferenczi beweisen, dass wegen des an ihrer Sohle auftretenden Krystallschieferschuttes der Grund dieses Beckenteiles, ebenso aus krystallinem altem Gebirge besteht, wie jenes, das wir 20 km W-lich von Balassagyarmat, in der Umgebung der Kote 188, bei der N-lich von Ipolyszécske gelegenen „Schafhürde“ auch an der Oberfläche sehen können. Hier im Tale finden wir die tektonisch arg zerrütteten, an Quarzitlinsen reichen Krystallschieferschichten (siehe den betr. Bericht Dr. St. Ferenczi's in den Geologischen Mitteilungen, Jahrgang 1936), die oft auch unter 60° gegen N geneigt sind, in gegen S liegenden Schuppen angeordnet. Ein ähnlicher, gegen SSO gerichteter Ausbiss von Krystallschiefer befindet sich auch W-lich davon, zwischen dem Ende der Aufschrift Olvár-psz. und dem Anfang der Aufschrift Hegyesh. oberhalb der Kote 168 m. An dieser Stelle lagert Andesit im Hangenden des Krystallschiefers, während an der erstgenannten Stelle Tibor v. Buday unter diesem auch helvetischen Schlier verzeichnet (Siehe Kartenbeilage der Arbeit „La géologie des environs de Sahy en Slovaquie“ im Bulletin International de l'Académie de Sciences de Bohême 1937), was darauf deuten würde, dass dieser Gebirgstheil im Helvet versunken wäre. Das Krystallschiefer-vorkommen im Olvár-Tal wird von Buday nicht angeführt, finden wir sie auch auf den älteren (Wiener) geologischen Karten nicht. Am N-Rand des Olvár-Taler Vorkommens entspringt am inneren Bachufer ein schwacher Säuerling, der geeignet wäre, nach seiner Erschliessung hier in diesem gegen S gerichteten, von zahlreichen Lichtungen durchsetztem waldigem Tal, zur Anlage eines angenehmen Erholungs- und Badeheimes zu führen.

Gegen NW finden wir im Tal des Szölcz-Baches nirgends derartige Ausbisse des paleozoischen Grundgebirges. Indessen bildet der zwischen Hollóspusztá und dem Ort Felsőtúr gelegene, durch zahlreiche alte Steinbrüche erschlossene Berg, den Beginn eines ebenfalls stark gestörten Quarzitvorkommens, etwa im Hangenden der erwähnten Krystallschiefer. Dieser Quarzit ist graulichweiss und enthält alle Abarten von den feinsten Varietäten bis zu den gepressten Konglomeraten. Besonders gut sichtbar ist dies in der Lehne des Korponai-Baches, am S-Ende von Felsőtúr, in den zum Bach herabführenden Strassen zu sehen. Die dicken, sich häufig aber dünn absondernden Schichten dieses Quarzites fallen unter $20-40^\circ$ im allgemeinen gegen $22-23^h$ ein. Es gibt aber auch welche, die — oberhalb der Aufschrift Gombos psz. — gegen W einfallen. Im Hangenden dieser Schichten erscheint unterhalb der Aufschrift Gombos psz. ein seidenglänzender serizithaltiger Schiefer, der auch am oberen Ende des gegen W benachbarten Dorfes Szalatnya entlang der nach Felsőtúr führenden Strasse ausbeisst. Dieser Schiefer fällt unter $15-20^\circ$ gegen $8-9^h$ ein. Sein ebenfalls aus Quarzit bestehendes Liegende fällt indessen gegen das untere Ende der Ortschaft zu schon wieder unter 32° gegen 22^h . Diese alten Gesteine bilden also bei Szalatnya eine Falte. Zwischen dieser Falte und Felsőtúr verbirgt sich eine Synklinale. Tatsächlich finden wir im Tal am W-Hang des Kiskemence-hegy (242 m) kleinere Steinbrüche, in denen indessen wieder die Quarzitbänke abgebaut werden, die unter durchschnittlich 25° gegen SO einfallen. Wir sehen also, dass jenes paleozoische alte Gebirge, das N-lich von Ipolyság erst in der zweiten Hälfte des Miozän versunken ist, eine gefaltete, ja wahrscheinlich eine von NW nach SO gelegte schuppenartige Tektonik besessen haben muss.

Dass die Struktur dieser Quarzite — bezüglich deren Alter wir in Ermangelung von Fossilien derzeit bloss auf Analogien und Annahmen angewiesen sind — mit einer tiefgreifenden Tektonik zusammenhängt, wird durch nichts besser bewiesen, als durch den Umstand, dass sich im linken Talhang des Korponai-Baches, ungefähr in der Mitte zwischen Kőzép- und Felsőtúr ein schwach salziger (nach St. Ferenczi 0.2038 g NaCl pro Liter) Säuerling befindet. Überzeugender als all dies ist indessen jene, bei Szalatnya liegende tektonische Linie, bei der am NW-Hang der Kote 169 eine mächtige limonithaltige pleistozäne Kalktuffablagerung den einstigen Weg der ehemals kohlenensäurehaltigen und wahrscheinlich auch

wärmeren Quellen bezeichnet. Aus einem Knochenbrechie-hältigen Kalktuffblock hat Frau Dr. Maria Mottl die Bruchstücke von Prämolaren eines *Canis sp.* bestimmen können. Die Quellen haben sich fortschreitend tiefer und gegen S verzogen, bis sie ungefähr 500 m entfernt von ihrem ursprünglichen Ursprung heute in dem Bad Szalatnyafüred entspringen, wo sie auch heute noch schwefelwasserstoff- und kohlenensäurehaltige, wasserreiche Quellen bilden, die an der Oberfläche eine Temperatur von 13.6° C besitzen. Die chemischen Analysendaten dieses Wassers sind, nach der Analyse von Dr. Sigmund Neumann, die unter dem Titel „Die Analyse des Mineralwassers von Szalatnya“ in der Ung. Chem. Zeitschr., 1902, erschienen sind, folgende:

	Gr/Liter		Aequivalent %	
Na	0.4872	Na	47.38	} 100
K	0.0876	K	5.02	
Li	0.0016	Li	0.49	
Ca	0.2751	1/2 Ca	30.84	
Mg	0.0870	1/2 Mg	16.01	
Fe	0.0033	1/2 Fe	0.26	
Sr	Spuren			} 100
Cl in den Chloriden	0.4256	Cl	26.88	
J in den Jodiden	0.0005	J	0.01	
Br in den Bromiden	0.0003	Br	0.01	
SO ₃ in den Sulfaten	0.6286	1/4 SO ₃	29.35	
Borsäure	Spuren			
HCO ₃ i. d. Karbonaten	1.1905	HCO ₃	43.75	
Al (OH) ₃	0.0002			
Kieselsäure SiO ₂	0.0148			
Freies CO ₂	2.5367	CO ₂	129.23	
Zusammen:		5.7393		

Zu den gewohnten Salzen zusammengestellt enthält 1 Liter Wasser:

Ca (HCO ₃) ₂	0.0534 gr.
Mg (HCO ₃) ₂	0.5226 „
Fe (HCO ₃) ₂	0.0104 „
NaHCO ₃	0.9750 „
CaSO ₄	0.8907 „
Strontiumsälze	Spuren
NaCl	0.5580 „
KCl	0.1667 „
LiCl	0.0096 „
KBr	0.0005 „

KJ	0.0007 gr.
Borsäure	Spuren
Al (OH) ₃	0.0002 „
SiO ₂	0.0148 „
Freie CO ₂	2.5367 „
Zusammen: . . .	5.7393 gr.

	Gefundener Wert	Berechneter Wert
Bei 160° getrockneter Rückstand		
von 1 L Wasser	2.4950 gr.	2.4426 gr.
In Sulfate umgewandelt	3.1051 „	3.0992 „
Volumen der gelösten freien Kohlensäure	1239.84 ccm	

Zusammensetzung der der Quelle entströmenden Gase:

CO ₂	94.68%
O	Spuren
N	5.32%
	100.00%

Demnach bildet das Wasser von Szalatnya einen Übergang zwischen den sulfat- und chloridhaltigen, sowie zwischen den alkalimetall- und erdalkalimetallhaltigen Wässern. Beachtenswert ist der Lithiumgehalt. Das Äquivalent der freien Kohlensäure beträgt das Dreifache des Äquivalentes der Bikarbonate. Unter den sulfathaltigen Wässern hat es die meiste Ähnlichkeit mit den Wässern von Rohitsch und Balatonfüred, ist indessen reicher an Chloriden und Alkalimetallen als beide. Ebenso ist der Gehalt an freier Kohlensäure in absolutem Wert höher, als der der beiden anderen.

Im Gehalt an freier Kohlensäure wird das Wasser durch keines unserer einheimischen Wässer erreicht. Auch die ausländischen bleiben, mit Ausnahme des Marienbader Wassers, hinter ihm zurück.

Ferenczi gibt den NaCl-Gehalt des Csevice-Wassers von Szalatnyafüred mit 0.7089 gr/Liter an. Leider herrschen in diesem Bad heute noch ganz primitive Zustände. Auch das Wasser wird nicht besonders in Flaschen abgezogen, obwohl es in der Umgebung sehr beliebt ist und von der Bevölkerung ständig geholt wird. Uns interessiert indessen nur, ob der verhältnismässig bedeutende Chlorgehalt aus den jüngeren miozänen humösen Tonen und erup-

tiven Tuffen erklärt werden kann, oder ob wir daran denken müssen, dass er, wie wir das in der Tiefbohrung von Székesfehérvár gesehen haben, aus einer älteren Salzformation stammt. Der seidenglänzende Schiefer in der Umgebung von Szalatnya erinnert mich stark an jene, in der Umgebung von Narbonne in Frankreich gesehenen Schiefer, die dort als dem Silur zugehörig kartiert worden sind. Wir wissen, dass einzelne devonische und silurische Bildungen im Auslande kochsalzhaltig sind. Ich muss immer an etwas ähnliches denken, wenn wir bei uns in Verbindung mit alten Gesteinen Salzquellen und Erdgas, beziehungsweise Ölsuren finden, wie dies hier, in Székesfehérvár und in der Gegend des Mátra- und Bükk-Gebirges der Fall ist. Die Gase derartiger, aus vortertiären Gesteinen stammenden salz-, kohlenensäure- und stickstoffhaltigen Wässern pflegen Edalgase zu enthalten. Diesbezügliche Untersuchungen wären sowohl mit dem hiesigen Wasser, wie auch mit den Wässern von Hév-Magyarád, Léva, Bükkszék und Mezökövesd dringendst durchzuführen.

Bei den Grundierungsarbeiten der über den Selmec-Bach führenden Brücke bei Szalatnya wurden starke Kohlenensäurelinge erschlossen, die auch heute noch beim W-lichen Brückenpfeiler reichlich quellen. Weiter oben befindet sich bei der Ortschaft Egeg, am linken Ufer des Selmec-Baches, ein Kohlenensäureling, dessen Wasser nach St. Ferenczi 0.2423 g NaCl im Liter enthält. Die lauwarmen Quellen des nördlicher in der Tschechoslovakei liegenden Bades Gyügy bilden mit ihrem Schwefelwasserstoff-Kohlenensäure führenden Wasser die Ursache für das Favorisieren dieses Bades. St. Ferenczi fand in der warmen Quelle von Gyügy 0.9785 gr, in der kalten Quelle 0.9879 gr NaCl im Liter. Zu uns reichen nur die altpleistozänen aragonithaltigen Kalktuffablagerungen auf der W-Seite des 179 m hohen Weinberges Gesztence herüber. Hier habe ich keinen Ausbiss eines älteren Gesteines gefunden, doch können wir solchen in nicht besonders grosser Tiefe mit Bestimmtheit voraussetzen.

Diese Annahme wird durch die Tatsache gestützt, dass kaum 12—13 km (Luftlinie) von Szalatnya entfernt, am bewaldeten Nordhang der Kote 213, neben dem Dorfe Bori, in der Nachbarschaft des „Pokolharaszt“, zwischen dunklen für triasisch kartierten Schiefen auch der Ausbiss einer grauen Dolomitbank abgebaut wird. Sie fällt unter 54° gegen 9^h ein. SO-lich von hier finden wir die Baderorte Szántó und Hév-Magyarád mit ihren ebenfalls kohlenensäure-

schwefelwasserstoffhaltigen warmen Quellen. Szántó liegt auf dem Gebiete der Tschechoslovakei und wird nur durch einen schrittbreiten Grenzbach von dem schon herüber liegenden Hévmagyarád getrennt. So konnte ich die Quellen von Szántó, wie auch seine nächste Umgebung nicht mehr besuchen. Auch in Hévmagyarád befindet sich kein alter Gesteinsausbiss unmittelbar an der Oberfläche. Es sind nur mächtige pleistozäne und holozäne Kalktuffablagerungen vorhanden, die stark an die Geyziritkuppen von Tihany erinnern. Auch diese mussten einst, bevor die Atmosferilien und der Mensch ihr Zerstörungswerk begonnen haben, so ausgesehen haben. An verschiedenen Stellen haben sich im Zusammenhang mit der an der Oberfläche ausbreitenden kalkhaltigen Lösung, ein oder mehrere, mehr oder minder schalige Kalkablagerungen und Thermalwasserkrater gebildet. Auch der Hof des Hévmagyaráder Bades ist eine derartige flache Quellkuppe, an deren Spitze und in deren Inneren das stark gashältige, opalisierende, lauwarme Wasser emporquillt. Noch vor kurzem ist es unter Bildung eines Steintroges von selbst ausgeflossen, doch wird es heute schon tiefer erfasst, um mehr Wasser für das Strandbad zu gewinnen. Die Quellen des in der Nähe gelegenen alten gedeckten Bassins, brechen schon entlang Gänge empor. Im Tal, neben dem Grenzbächlein steht ein Brunnen, der eine stark schwefelwasserstoffhaltige, kalte Quelle einfasst. Im Hof des Wohngebäudes befindet sich ein ganz schwach kohlen säurehaltiger grabener Brunnen. Einige Schritte jenseits der Grenze wölbt sich die als „Gomba“ (Pilz) bezeichnete Süßwasserkalkbildung im etwas tieferen Terrain empor, in deren offenem Trichter das unter Druck aus der Tiefe emporsteigende kohlen säurehaltige Wasser noch immer quillt. Leider war die genauere Besichtigung dieses Gebietes während meiner Aufnahme nicht möglich, obwohl die Karte talaufwärts, in der Nähe der Schwefelquelle von Bori, noch einige sicherlich interessante, runde Erhebungen verzeichnet. Die Bevölkerung dieser Gegend hat wahrseinlich nicht ohne Grund dieses Gebiet als „Pokolharaszt“ (Höllenfuhl) bezeichnet, ähnlich wie die Umgebung des toskanischen Larderello „Höllental“ heisst.

Alle diese Umstände sind Beweise für meine, schon in älteren Mitteilungen betonte Auffassung, nach welcher die emporquellenden Thermen infolge ihres Gasdruckes imstande sind, durch die Löcher und Sprünge der schon abgelagerten kalkigen Quellablagerung in die Höhe zu steigen und in ihr Trichter oder ganze Höhlen

systeme auszulaugen, um sich einen Abfluss auch in höherem Niveau zu schaffen. Das ist auch die natürliche Erklärung für die grossartigen, häufig allseitig geschlossenen Höhlen des Budaer Várberges im Inneren des Travertins oder Süsswasserkalkes, hauptsächlich in dessen unteren Schichten.

Dass die Bildung des Travertins von Hévmagyarád auch im Tal noch ins obere Pleistozän zurückreicht, beweisen die zahlreichen fossilen Schneckenschalen, die ich in ihm sammeln konnte. Diese sind nach Feststellungen Dr. Josef v. Sümeghy's folgende: *Ceopale hortensis* Müller, *Vallonia* sp., *Succinia* sp., *Limnaea* sp., *Helix* sp., *Pupa* sp., und *Condricula tridens* Müller, die sowohl schon im obersten Pleistozän, als auch im Altholozän gelebt haben können. Ein weiterer Beweis ist aber auch der Abdruck jenes mächtigen Mammutstosszahnes, der auch heute noch auf der Bachseite des Travertin Kegels nächst Szántó im Felsen gut sichtbar ist. Leider ist der Stosszahn selbst schon lange zu Staub zerfallen. Die Decke des hiesigen Travertins bildet lössiger, Steintrümmer führender Ton, aus dem nach der Bestimmung von Frau Dr. Maria Mottl der Oberarmknochen eines behaarten Rhinoceros *Coclodonta antiquitatis* Blmb. zum Vorschein gekommen ist. Die im gleichen Material vorhandenen zahlreichen urmenschlichen Herdstellen, Scherben und aufgebrochenen Knochen, sowie ein schöner Feuersteinabspalt beweisen, dass der Urmensch hier, wie auch an anderen Orten, neben den Thermen einen angenehmen Ort zur Niederlassung gefunden hat. Scheinbar haben diese Quellen auch das Wild der Umgebung angelockt. Die Spalten des in mächtigen Trümmern zerbrochenen Kalksteines zeigen im derzeitigen Steinbruch eine dicke Russausfüllung. Es ist anzunehmen, dass die geschützte und vielleicht auch einen warmen Platz bietende Höhle der Trichteröffnung dem Urmenschen später auch als Wohnung gedient hat und dass der Russ der Sprünge eine Spur seiner Feuer darstellt. Die ursprüngliche Öffnung vermute ich in jener mit Bäumen und Gebüsch bewachsenen Senke, die in der Nähe des Felsens mit dem Abdruck des Mammutstosszahnes liegt. Die Erschliessung dieser Stelle scheint hinsichtlich der Urmenschenforschung einigen Erfolg zu verheissen. Ich muss hier indessen noch erwähnen, dass auf den Höhen O-lich des Bades Hévmagyarád eine ältere Travertinablageung den höheren Horizont der hiesigen Quellen andeutet. Dieser Quellenkalkstein ist in einem alten Steinbruch, ähnlich dem Kalkstein des Siklóshegy bei Léva, rosarot gefärbt.

In dem Prospekt des Bades Magyarád können wir folgende Angaben finden:

„Das im Badehaus des Heilbades befindliche Bassin ist 7.20 m lang, 5.40 m breit und 1.50 m tief und wird durch zwei mächtige, in der Mitte und an der Westseite des Bassins befindliche Quellen gespeist, die pro Stunde 8.72 m³ Wasser liefern, also so wasserreich sind, dass das täglich abgelassene Bassin in sechs Stunden wieder gefüllt ist. Die natürliche Temperatur der Quellen beträgt 22° R.“

Das Wasser des Bades Magyarád enthält nach der Analyse des Wiener Gerichtschemikers Kletzinszky in 10.000 Teilen Wasser:

Na ₂ SO ₄ (Glaubersalz)	8.11	Teile
NaCl (Kochsalz)	11.00	„
MgSO ₄ (Bittersalz)	6.39	„
CaSO ₄ (Gips)	0.11	„
Dolomit } CaCO ₃	12.08	„
} MgCO ₃	6.50	„
Oxyde der Ton- und Kieselerde	0.53	„
Organische Substanzen (Quellsäuren)	14.58	„
Summe der festen Bestandteile:	59.30	Teile
Halbgebunde Kohlensäure 8.72, gleich 25.2 ccm Kohlen- säure im Liter Wasser.“		

„Aus diesen Analysendaten geht hervor, dass die Badequelle von Magyarád in die Klasse der glauker- und kochsalzhaltigen Quellen gehört, die gleichzeitig durch ihren besonders hohen Kohlensäuregehalt auffällt.“

„Nach der Analyse desselben Chemikers enthält die Bitterwasserquelle auf 10.000 Teile Wasser:

Na ₂ SO ₄ (Glaubersalz)	7.89	Teile
NaCl (Kochsalz)	11.00	„
MgSO ₄ (Bittersalz)	5.10	„
CaSO ₄ (Gips)	0.41	„
CaCO ₃ (Kohlensaurer Kalk)	8.82	„
MgSO ₄	9.50	„
Oxyde der Ton- und Kieselerde	2.22	„
Organische Substanzen	2.10	„
Summe der festen Bestandteile	45.10	Teile
Kohlensäure in halbgebundenen Zustand: 8.86.“		

Wie aus den Schiefen und dem Dolomit von Bori ersichtlich, sind wir hier, im Hangenden des im SO bis hierher gefundenen

paleozoischen Gebirgsreliktes, in das Gebiet der Relikte des gewesenen mesozoischen Gebirges gelangt. Auf dem 213 m hohen Kövesdhegy bei Hontvarsány finden wir überall Steinbrüche in Triaskalk. Derselbe Triaskalk liegt aber auch auf dem aberodierten Kirchhügel von Hontvarsány, im Osthang des Szekince-Baches, weiter oben, jenseits der heutigen Grenze, beim alten Kalkofen unterhalb Nagykereskény, oder an der W-Seite, im Bachbett am oberen Ende von Hontvarsány, sowie im S, beim sogenannten „Margita-Bad“. Dieser Kalkstein ist stark zerbrochen und ausgehöhlt graulichweis und enthält Kalzitadern, oder ist er rötlich gefärbt. Ich habe NO—SW und W-liche 30—50° Einfälle in ihm gemessen, so dass wir trotz der Zertrümmerung auf seine ursprüngliche Faltung schliessen können. Wie ich schon erwähnte, liegt das offene Becken von Margitföld im Tale des Szekince-Baches ungefähr in der Mitte zwischen Hontvarsány und Kisbér, in dem, an der Sohle des Triaskalkstein-Ausbisses einige wasserreiche lauwarne kohlen-säure und schwach schwefelwasserstoffhaltige Quellen entspringen. Das Wasser staut sich in dem ziemlich grossen Bassin des Bades 2 m über dem Bachspiegel. An der Talseite W-lich des Bades liegen in der Höhe des pleistozänen Terrassen mächtige, bank-plattige Süss-wasserkalkablagerungen, die — durch mächtige alte Steinbrüche erschlossen, einen Beweis dafür liefern, seit wie langer Zeit und wie reichlich die heutigen Quellen ihr warmes Mineralwasser auf die Oberfläche ergiessen.

Auf ein gleiches, ebenso stark disloziertes Trias Kalkstein-relikts stoss ich S-lich von Léva, schon im Tal des Flusses Garam, in dem grossen Steinbruch am Fusse des Westhanges der Kote 231. Ich glaube hier schon eine gegen NW überstürzte Falte zu erkennen. SO-lich dieses Triaskalkvorkommens befinden sich in der Höhe der Pleistozänterrassen Unebenheiten angenagter Kalktuff-knoten. Hier mussten also seinerzeit ebenfalls bedeutende Auf-brüche von Thermalwasser stattgefunden haben. Weiter oben, an der SW-Seite der Kote 231 wird, ebenso wie am 274 m hohen Siklóshegy, in mächtigen Steinbrüchen Travertin, im Hang des Hü-gels 231 besonders hervorragender Aragonit abgebaut. Der Ara-gonitabbau erfolgt hier in zwei übereinander liegenden Brüchen; er ist also in grosser Mächtigkeit vorhanden. Der weisse, rosafarbene und schön gestreifte Aragonit blickt hier in riesige Blöcke zerbro-chen aus der Wand der Brüche. An der Oberfläche, sowie entlang der entweiterten Spalten liegt dunkelroter Ton mit Gesteinschutt. In

den noch höher gelegenen Schurfgruben wurden über dem Aragonit Süsswasserkalk-Schichten erschlossen. Die Aragonitbildung wurde also hier durch Travertinbildung abgeschlossen. Die Bildung von Aragonit lässt sich durch die anfangs höhere Temperatur des Wassers mit grosser Wahrscheinlichkeit erklären.

Die Aragonitblöcke des Lévaer Bruches wurden als Schmuckstein in der Tschechoslowakei und in Deutschland aufgearbeitet. Wenn sie also die Transportspreisen ertragen konnte, wird es umso wertvoller sein, sie im Lande aufgearbeitet, in den Dienst des Wirtschaftslebens zu stellen.

Sehr interessant ist der noch höher gelogene Quellkalkkegel des benachbarten Siklóshegy, dessen Spitze um rund 100 m höher liegt, als das gegenüberliegende Garam-Tal. Dies beweist, dass die Aufbrüche von Thermalquellen in diesem Horizont schon ins Ende des Tertiär zurückreichen. Das Travertin des Siklóshegy unterscheidet sich auch tatsächlich in seinem Aussehen schon von den jüngeren allgemein bekannten Süsswasserkalken. Die unter lotrecht stehenden, rosaroten mächtigen Schichten werden in riesigen Blöcken gebrochen. Die Deckschichten dagegen sind hell, weiss und dünnbankig, stellenweise fast schieferartig dünn. Eine weitere Untersuchung muss auch zu dem Zweck eingeleitet werden, um feststellen zu können, ob die grossen Fallwinkel der hiesigen Schichten (30—70°) nicht auch hier mit jenen jüngeren tektonischen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden können, die sich stellenweise in der Erhebung unserer Randgebirge geäussert haben, wie dies in den Budaer Bergen zum Beispiel die ungewohnt hoch liegenden pannonisch-pontischen Sedimente beweisen.

In der Nähe des Siklóshegy befinden sich noch einige Quellenkalkablagerungen in gehobener Lage.

Die unmittelbare Decke aller triasischen Gebirgsrelikte besteht aus grobem, Andesitschutt enthaltenden tuffigem Material, dessen Schichten gegen W und O einfallen und sich verdickend und auskeilend bei Vámosladány und O-lich davon, in den grossen Tuffsteinbrüchen, eine von W gegen O streichende gelinde Falte bilden. Diese ist im Endresultat nichts anderes, als die gefaltete Decke der unter dem zuletzt erwähnten Siklóshegy verborgenen Triasschuppe gegen NW und eine genau gleiche Fortsetzung derselben gegen NO, wo sie auf den in der Umgebung des Dolnyahegy kartierten weiteren Dolomitausbissen liegt.

Diese Überlegung würde mit meinen, in der Umgebung von Ipolyság, Nagyoroszi, bzw. Balassagyarmat gemachten Beobachtungen übereinstimmen, nach welchen sich die Falten der miozän-oligozänen Schichten den Konturen des in die Tiefe gesunkenen Grundgebirges und an dessen unten befindlichen Schuppen anschmiegen. Die allgemeine Decke der alten Gebirgsrelikte besteht aus Andesit-Konglomerat und groben, tuffhaltigen Sandschichten, die in feinen, weniger oder besser geschichteten hellen Tuff übergehen. Diese Sedimente bezeichnet die alte Wiener geologische Karte als Leithakalk. Leithakalk habe ich hier nirgends gesehen. So kann ich also mit Rücksicht auf das untertortonische Alter der Andesite die genannten Bildungen höchstens zeitlich dem Leithakalk, beziehungsweise dessen obertortonischer Ausbildung gleichstellen. Diesen auf untertortonischem eruptiven Andesitmaterial liegenden obertortonischen Leithakalkhorizont habe ich selbst an der N-Seite des Börzsöny-Gebirges oberhalb des Dorfes Kemence, in der Krone des Steilen Ipoly-Hanges gesehen. Ich betrachte also vorderhand — bis zum Einsetzen detaillierter Untersuchungen — sämtliche ursprünglichen, mit den Andesiteruptionen zusammenhängenden Bildungen dieses Gebietes als untertortonische, während ich die darüber gelagerten, bis zum Pleistozän ausschliesslich dem oberen Torton zustelle. Wesentlich glücklicher ist die Situation in der Umgebung von Ipolyság, wo sich auch auf Grund der vorangegangenen Aufnahmen von Eugen Noszky sen. und Tibor Buday helvetischer Schlier und der tortonischen Stufe angehörende Ablagerungen an die SO-Seite der in die Tiefe gesunkenen Grundgebirgsschollen anschliessen. Das Ergebnis der vorangegangenen geologischen Aufnahmen ist die Auffassung, dass in dieser Gegend die Andesiteruptionen ein posthelvetisches Alter besitzen, so dass also das Helvet der Schlierfazies unter den Andesiten und deren Produkten liegt. Dies habe ich N-lich der Ipoly bis Rárósmulyad selbst auch so gefunden. Es ist indessen noch zu entscheiden, wie sich die zu Füßen der Gebirgsrelikte gelagerten helvetischen Schliervorkommen — z. B. unterhalb der Nádeczky-pusztá bei Felsőtúr, und oberhalb der Messzelátópusztá bei Ipolyszécsényke — zu den in ihrer Nähe befindlichen alten Quarziten, beziehungsweise Glimmerschiefern verhalten? Wir wissen nämlich, dass es im mittleren Miozän nicht nur im Bogen der benachbarten Karpaten schuppige Überschiebungsbewegungen gegeben hat, sondern, dass solche auch in den Grundgebirgsrelikten der inneren dritten, im

ungarischen Becken liegenden Alpen—Karpaten—Geosynklinale stattgefunden haben (z. B. Szászvár). Wir sahen schon, dass die Decke der paleozoisch-mesozoischen Gebirgsrelikte zwischen Ipolyzécényke und Léva nur untertortorisches, andesithältiges, eruptives Material ist. Es muss also dieser Gebirgsteil, der die Budaer Berge, den Nagyszál-Zug mit den Selmecser-Bergen und dem Szepes-Gömörer-Gebirge verbindet, vorher schon Festland gewesen sein. Ob dieses aber nun einfach vertikal nach abwärts disloziert wurde, oder ob es in mehrere Teile gegliedert auch horizontale Bewegungen mitgemacht hat, wird sich erst aus den Detail- und Umgebungsstudien ergeben. Es erhellt schon aus dem bisher Gesagten, dass wenn es derartige junge Dislokationen einzelner Punkte des oligozänen Beckens am Mittellauf der Ipoly gegeben hat, deren fisikalische Wirkungen auch an der Ablagerungen des benachbarten Beckens zu erkennen sein müssen. Solche sind in erster Linie die milde parallele Faltung der oberoligozänen Schichten, die ich schon zu Beginn meines Berichtes erwähnt habe. Ferner die bis heute noch vorhandenen Streifen der miozänen Ablagerungen in den zwischen den Falten liegenden Mulden und ihre zusammenhängenden, weitausgedehnten Bildungen auf jenen anschliessenden Randgebieten, über die sich das im Oligozän entstandene — wahrscheinlich auch schon damals in mehrere Teile gegliederte — Becken im Verlaufe der mit dem Aquitan beginnenden Transgressionen im jüngeren Miozän erstreckt hat. Ich habe schon darauf hingewiesen und betone es hier nochmals, dass die Falten des Ipolybeckens — wie dies die Fallrichtungen der Schichten und die Anordnung der jüngeren Sedimente beweisen — nicht durch Parallelverwerfungen entstandene Formen sind. Die zweifellos feststellbaren Verwerfungsdislokationen haben in erster Linie die schon vorher in den Synklinalen abgelagerten Bildungen des tieferen Miozän betroffen. Sie sind also wesentlich jünger als diese. Nach den Feststellungen von Noszky sen. dürften sie der panonischen Stufe, oder noch jüngeren Epochen angehören. Nachdem sie von Andesitgängen durchdrungen sind, dürften sie mindestens dem unteren Torton angehören.

Nun wollen wir einen Blick über die schon im grossen und ganzen erforschten Falten werfen und ansehen, aus was für Sedimenten sie aufgebaut sind.

Zwischen Sósartyán, Endrefalva, Meszeshegy und Rárósmu-lyad befindet sich eine Falte, in deren SO-Teil sich auch geofi-

sikalische Maxima (Torsionwage) befinden (Siehe Bericht über das Jahr 1936—38 von Eugen Fekete). Aus den Berichten von Ferenczi und Majzon wissen wir (Bericht 1933—35), dass an ihrem Aufbau oberoligozäne Schichten teilnehmen. Indessen wird sie besonders gegen ONO und im S von der grossen miozänen Mulde her von verschiedenen miozänen Sedimenten bedeckt, während in der Falte selbst, deren Achse zu, ältere oberoligozäne Glieder aufgereiht sind. So herrschen in der W-lichen Synklinale, sowie in der Richtung Nógrádmegyér, Kisgéc, Bencúrfalva und Bussa im allgemeinen jüngerer oligozäner Sandstein (glaukonithältig) und tonige, schlierige Fazien vor, wie sie auch im S und SO unter den miozänen Bildungen feststellbar sind.

Ob die entlang der Falte bei Endrefalva und Szécsényfelfalu liegenden losen rostgrauen, Sandsteinfladen enthaltenden Sande dem Oligozän angehören oder schon miozäne Bildungen sind, weiss ich in Ermangelung von Fossilien heute noch nicht. Sie sind jedenfalls jünger, als die im SO-lichen Zentrum liegenden Tone. Es scheint also, als ob wir dort mit einer richtigen Aufwölbung rechnen könnten.

Die Andesitkonglomerate und Tuffe des Köhegy und von Nógrádszakál—Rárósmulyad liegen mit ihren tortonischen Sedimenten und Leithakalken nach Angaben der Literatur (siehe L. Bogsch) ebenfalls wieder auf helvetischen Schlieren. So ist es ganz selbstverständlich, dass im Liegenden dieses Schliers zwischen Kincsespuszta und Nyergespuszta rostige, Ostrea- und equipktenführende burdigalische, sandsteinhaltige Sande liegen, ebenso, wie wir diese Bildung auch in den Steinbrüchen zwischen Rárósmulyad und Bussa und entlang des von dort gegen N—NO streichenden Grabens finden. Für uns ist vorderhand nur eines wichtig. Dass nämlich hier bei Rárósmulyad diese Bildungen die oberoligozänen Falten von W her bedecken, so dass nach den im SO wahrgenommenen Kochsalz- und jodhaltigen Wässern und Erdgasspuren hier auch schon schwacher, leichter Ölgeruch auftritt, so dass weiter bei Felsőszöllő auch schon die untermiozäne Kohlenformation den Gegenstand der Forschung bildet. Auch hier ist die Lage der aquitanischen und burdigalischen Bildungen zu klären. Bei Kincsespuszta liegt auch heller Mergel im Liegenden des Leithakalkes. Dr. Ladislaus Majzon bestimmte das Alter dieses Mergels auf Grund der hier angeführten Fauna als tortonisch:

<i>Textularia carinata</i> d'Orb.	<i>Discorbina rosacea</i> d'Orb.
<i>Verneuilina spinulosa</i> Rss.	<i>Truncatulina lobatula</i> W.—J.
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orb.	<i>Rotalia papillosa</i> Brady var.
<i>Bolivina punctata</i> d'Orb.	<i>compressiuscula</i> Brady.
<i>Cristellaria (Robulina) cultrata</i>	<i>Nonionina communis</i> d'Orb.
Montf.	<i>Nonionina umbilicatula</i> Montagu.
<i>Cristellaria (Robulina) calcar</i> L.	<i>Polistomella crispa</i> L.
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	
<i>Globigerina triloba</i> Rss.	Spongiennadeln,
<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.	<i>Otholithus</i> .

Das Gebiet S-lich von Felsőszellő ist auf dem N-lich der Ipoly liegenden ungarischen Gebiet von Galábocs, Óvár, Zobor, Csalár und Ipolykürtpuszta hinsichtlich der Erforschung der Tektonik geradezu abschreckend. Ich habe nämlich überall unter der oberpleistozänen Decke im grundlosen Schlamm bloss ungeschichtete tiefere unteroligozäne Tone gefunden, in denen man durch Schurfschächte ebensowenig weiter kommen kann wie S-lich der Ipoly, zwischen Szécsény und Nagylóc, oder in der Umgebung der Dörfer Csítár und Iliny. In den Gemarkungen dieser fünf, am rechten Ipolyufer liegenden Gemeinden habe ich trotz der zahlreichen Aufschlüsse nur eine einzige gute Fallrichtung messen können. Diese befand sich auf dem oberhalb Galabács gelegenen Teil des Feldweges Galábocs—Csalár. Eine spannbreite Fullererden-schichte fiel unter 6° gegen 8^h ein. (Hier hat also im Oberoligozäne eine Tuffstreuung stattgefunden.)

Unter den eben skizzierten Verhältnissen konnte ich die nächste Falte nur zwischen Szécsénykalászi und Kisgéc — über den 222 m hohen Ágyagos verlaufend — in der Richtung der im Betrieb befindlichen Ziegeleien von Pálmajor und Szécsény feststellen. Die oligozänen Tonschichten sind an der W-Nase des Ágyagos gegen W und NW geneigt, während sie am Meleghegy, bei Mogyorós, am Szarvashegy und bei der Ziegelei S-lich der Kote 159 gegen ONO geneigt sind. Die auf Schotter liegenden rostigen Sandschichten am Szarvashegy, im Strasseneinschnitt der Strasse nach Kisgéc, sind ebenfalls gegen ONO geneigt. In letzteren erwarte ich am O-Flügel der Falte das Erscheinen der mit der untermiozänen Transgression auftretenden aquitanischen Sedimente. Als Abnormität führe ich an, dass hier, an der W-Seite des Szarvashegy, die Andesitader nicht in der Synklinalen, sondern auf dem Gebiet der Falte hochkommt.

Im Káprási-Wald zwischen Herminamajor und Kriváchypusztá W-lich Szécsény, fallen oberoligozäne glimmerige harte Sandsteinschichten unter 11° gegen 4^h und am Ende eines Grabens im W fallen Tonschichten unter 14° gegen $14-15^h$. Diese beiden Messungen deuten nun wieder auf eine Falte, in derem O-Flügel wir im Strasseneinschnitt beim Judenfriedhof von Szécsény (Té) dünne Sandsteinschichten im Hangenden der Tone antreffen, bei denen wir sogar ein Einfallen unter 35° gegen NO beobachten können. Die Ortschaft Szécsény liegt also am W-Flügel der zwischen dieser und der vorherigen Falte gelegenen abgeschorenen Synklinale, auf einer breiten pleistozänen Terrasse der Ipoly, wo die pleistozäne Decke kaum einen Einblick in den tieferen Aufbau gestattet. Umso interessanter ist in dieser Hinsicht die gegen W folgende Synklinale mit ihren entschieden untermiozänen (aquitanischen) Bildungen. NO-lich Varsány werden bei der Kote 189 rostige, unten helle Sandschichten abgebaut. Ähnliche, roten Sand führende Gruben finden wir bei Farkasalmápusztá (Karte 1:75.000) oben an der Strasse. Unten, beim Beginn der Aufschrift „Francia-völgy“ (Karte 1:25.000) werden schon glimmerige, feinen Schotter enthaltende ostrea- und pectenführende Sandsteinbänke gebrochen. Gegenüber, am rechten Ipolyufer finden wir — abgesehen von dem W-lichen und NO-lichen Fuss des Hradistehegy (226.3 m) derartige schotterführende, grosse Sandsteinfladen enthaltende untermiozäne Sedimente mit Ufercharakter, die die Synklinalmulde ausfüllen und häufig *Anomia*- und *Ostrea*-Fossilien enthalten. Letztere bilden häufig ganze dazwischengelagerte Bänke. In der Umgebung von Hársostanya können wir sie in hellen, feinkörnigen schotterführenden Sand- und Schottergruben verfolgen, wie sie gegen N verläuft, um sich auf die ungeschichteten oberoligozänen Tone zu lagern. Neben Kacsokvicspusztá schlägt die bisher allgemeine ONO-liche Fallrichtung dieser Schichten in eine SW-liche um. Hiedurch weisen sie auf den Verlauf der sich gegen S wendenden, in der Richtung Farkasalmápusztá, Kote 189 bei Varsány liegenden Achse der Synklinalen. In der Richtung Zobor treffen wir diese untermiozänen Sedimente bloss noch einmal am Weinberg von Zobor (229 m) an, wo sie wieder gegen WSW einfallen und durch einen helle Steinbänke enthaltenden, rostigen, tonigen Sand vertreten sind. Oberhalb des kiskérer Teiles von Ipolykér finden wir noch immer schotterige Sandsteinbänke und derartige untermiozäne (aquitanische), sandige Ablagerungen SO-

lich von hier, im neuen Strasseneinschnitt unweit des im Tal liegenden Sauerbrunnens, wurde der hier bräunliche lose Sandstein in der Nachbarschaft eines bankigen, hartem, oberoligozänen, tonigen Sedimentes durch eine unter 65° N—S-lich streichende grossartige Verwerfung disloziert. (Letzteres erinnert an die durch St. (Ferencki bei Patvarc beschriebenen Schichten der Cyrenen-Fazies im Strasseneinschnitt des Weges zum Meierhof Livia.) Die untermiozänen Sedimente dieser Synklinalen leiten uns zwischen Rimóc und Nagylóc in das im SO gelegene grosse miozäne Zagyva-Salgótarjáner Becken hinüber.

Auf der Asche der gegen W folgenden Falte finden wir bei Ipolykér abermals nur dünne Sand- und Sandsteinschichten eingelagert enthaltenden Ton. Diese streichen über Hugyag, Telekpuszta, zwischen Varsány und Alsótábpuszta in der Richtung Vakaráshegy, wo sie von Andesitdyke durchbrochen werden. Die hellen, kohlenführenden untermiozänen Sande und Schotter, die auf die oligozänen Sedimente transgredieren, sind sogar auf die im Bogen abgerissene Falte hinaufgerückt. Ja entlang von Verwerfungen (Koten 280 und 312) tun dies auch helle, schlierhältige miozäne Tone (Apoka). Ich bemerke, dass der Vulgärname „Apoka“ von der Bevölkerung hier sowohl für schlierige oligozäne Tone, als auch für die ähnlich feinkörnigen geschichteten Tuffe gebraucht wird. Somit kann diese Bezeichnung in die Fachliteratur nur umgeschrieben eingeführt werden.

In der W-lich dieser Falte gelegenen Synklinale hat Eugen Noszky sen. auf dem, an der Grenze liegenden 327 m hohen Óvárhegy, in der Umgebung von Óvárpuszta, ebenso, wie auf den Graten O-lich Sóssárfüzdő, sowie entlang des Szekeres-Tales von Ipolyvarbó schon auf seinen älteren Karten einen breiten untermiozänen Streifen kartiert. Ebenso die den „Várberg“ von Óvár (298 m) sowie die benachbarten 301 m hohen Hügel bedeckende dicke Schotterschichte. N-lich dieser Stelle, W-lich vom Óvárhegy liegt ein aufgelassenes Kohlenbergwerk, das einem Besitzer Namens B á r k á n y gehört und dessen Namen führt. Die in der Umgebung dieses Kohlenbergwerkes liegenden schotterigen Sandsteine und Kohle (in einer Mächtigkeit von 1.8—2 m) können in der Tat nicht mehr als oligozäne Bildungen angesehen werden, weshalb sie auf der heuer herausgegebenen Karte des Cserhát-Gebirges von Noszky auch unverändert beibehalten wurden. Im SO finden wir an der Strasse Csítár-Telekpuszta, am Grat im Hangenden der

oberoligozänen Tone den roten feinschotterigen harten Sand wieder, den ich bei der vorhergehenden Synklinale in der Gegend von Farkasalmáspuszta erwähnt habe. Gegen Felsőtábpuszta beschreibt Ferenczi miozäne Ablagerungen.

Die nächste Falte läuft erst bei Forráspuszta O-lich Sóssárfürdő und kann auch durch die Fallrichtungen nachgewiesen werden. Die Messungen wurden im S am rechten Ipolyufer durch mächtigen pleistozänen roten Ton, am linken Ufer durch Flugsand, in der Gegend von Iliny und Csitár durch ungeschichteten oberoligozänen Ton verhindert. Bei Forráspuszta zeigt an der Stelle, wo der Wald mit dem Obstgarten zusammenstösst eine dünne blättrige, gegen O geneigte Kohlschichte die Regression zu Ende des Oligozäns an. Am Ende des einen Grabens, an der SW-Seite des Hajdúbérc wurde ein Schurfstollen in den harten tonigen Sand getrieben, um die kaum 0.5 m mächtige Kohlschichte vom Ende des Oberoligozän zu erschliessen. Oberhalb Sóssárfürdő erschliesst ein Ziegelschlag den ungeschichteten harten oberoligozänen Ton, in dessen Hangendem wir die vorerwähnten harten Sandstein führenden Sande und sandigen Tone antreffen.

Im ungeschichteten Ton bestimmte Dr. Ladislaus Majzon folgende Fauna:

<i>Textularia carinata</i> d'Orb.	<i>Pullenia sphaeroides</i> d'Orb.
<i>Clavulina communis</i> d'Orb.	<i>Sphaeroidina bulloides</i> d'Orb.
<i>Virgulina schreibersiana</i> Czjz.	<i>Truncatulina lobatula</i> W.—J.
<i>Bolivina punctata</i> d'Orb.	<i>Truncatulina ungeriana</i> d'Orb.
<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss.	<i>Truncatulina haidingeri</i> d'Orb.
<i>Nodosaria exilis</i> Neug.	<i>Heterolepa dutemplei</i> d'Orb.
<i>Plectofrondicularia semicostata</i>	<i>Pulvinulina schreibersii</i> d'Orb.
Neug.	<i>Siphonina reticulata</i> Czjz.
<i>Rhabdogonium tricarinarum</i> d'Orb.	<i>Rotalia soldanii</i> d'Orb.
<i>Marginulina fragaria</i> Gumb.	<i>Nonionina soldanii</i> d'Orb.
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	Spatangiden-Stacheln.

Auf Grund dieser Fauna stellt er die Sedimente dem unteren Kattien zu.

Die schwachen kohlen säurehaltigen, Schwefelwasserstoff- und Kochsalz führenden Brunnen des Bades erhalten ihr Wasser schon aus dem entlang der jungen Brüche des W-Flügels hochsteigenden gashältigen Wasser. Die in der sandigen miozänen Decke allorts vorhandenen fingerstarken kalkigen Spaltausfüllungen deuten auf

ältere, heute schon in tiefere Horizonte zurückgegangene Wege von Mineralwasseraufbrüchen.

Stefan Ferenczi hat im Wasser des Sóssár-Bades von Zsély 0.4922 gr/NaCl im Liter nachgewiesen.

Die Falte von Sóssár wurde auf den Hügelkuppen, wie ich bereits erwähnt habe, sowohl im O als auch von N und W durch die untermiozäne Transgression betroffen. Es kann aber festgestellt werden, dass diese Transgression gegen die W-liche Synklinale einen tieferen Horizont betrifft, indem sich bis zum Horizont des Kürtös-Baches eine *Ostreen* und Anomienbruchstücke enthaltende, schotterige, sandsteinhaltige, grobe untermiozäne Ablagerung lagert. Dies können wir in den aufeinanderfolgenden Sandbrüchen in der Umgebung von Mankódülő-puszta beobachten. Weiter oben, stossen wir in der Richtung Óvár-puszta Bátya-tanya auf den Äckern und in den Wäldern überall auf Spuren des schon vom „Várberg“ von Óvár beschriebenen Transgressionsschotters.

Es ist nur zu natürlich, dass demnach in den Synkinalen bei Ortáspuszta S-lich Zsély ebenfalls wieder *Ostrea*-Bänke enthaltender schotteriger Sand erschlossen ist. Ebenso finden wir im S, am Südhang der Kote 235, in den Weingärten, schotterige, sandsteinhaltige Schichten mit reichlichen *Ostrea*- und *Anomya*-Bruchstücken. Hier ist die Decke ein schlieriges Material, das ich schon infolge seiner Lage ebenfalls dem Miozän zustellen muss. Wir treffen es weiter gegen W wieder. Den SO-lichen Verlauf dieser Mulde fixieren zwei Faillmessungen am Westflügel, zwischen Nógrádmárcal und Iliny, wahrscheinlich aber schon ganz in der Nähe der nächsten Faltenachse. Da liegen tiefere oberoligozäne Tone. Andererseits erwähnt Ferenczi S-lich Iliny wieder miozäne Ablagerungen.

Im Ton des Sztranyavszky'schen Ziegelschlages bei Nógrádmárcal bestimmte Dr. Ladislaus Majzon folgende Fauna:

Bulimina elongata d'Orb.

Virgulina schreibersiana Czjž.

Plectofrondicularia semicostata

Neug.

Rhabdogonium tricarinarum d'Orb.

Truncatulina lobatula W.—J.

Truncatulina haidingeri d'Orb.

Rotalia soldanii d'Orb.

Nonionina soldanii d'Orb. und

Spatangiden-Stacheln.

Die nächste Falte der oberoligozänen tonigen, im Hangenden rostigen, sandigen und sandsteinführenden Schichten befindet sich bei Szelestényhegy, Liviamajor, Nógrádmárcal.

Die nächste Synklinale läuft durch Erdőszelestény—Ligetpuszta und W-lich Nógrádmárcal. Gleich bei Erdőszelestény und Patvarc wird sie von einem Andesitgang durchbrochen, der indessen bei Nógrádmárcal schon die vorerwähnte Falte quert und in der Mulde von Iliny gegen SO schwenkt. Am S-Zipfel von Erdőszelestény zeigt am Andesitdyke ein feinschotteriger, blättriger Kohlenstreifen die Regression dieses Oberoligozäns der Cyrenenfazies. Bei Patvarc beschreibt Ferenczi diese Cyrenenfazies ebenso, wie unterhalb der „Frauenburg“ (Leányvár) von Szügy, wo sie wieder Kohlenschnüre enthält. Im Strasseneinschnitt von Márcal (Bikkhegy), finden wir im Hangenden einen hervorragenden Aufschluss. Dieser zeigt einen feinschotterigen aquitanischen Transgressionssandstein und Sande mit Unmengen von *Anomia ephippium* L. Es ist erwähnenswert, und gereicht mir zur Freude, dass ich anlässlich eines Kontrollbesuches des Herrn Direktors Lóczy ihm in diesem Strasseneinschnitt zeigen konnte, dass das Einfall der Schnecken führenden, geschichteten pleistozänen Sande — wenn sie auch geringer ist, wie die der unter 12° gegen 4—5^h geneigten untermiozänen Schichten — die Fallrichtung offensichtlich zu einer Konkordanz ausgleicht. Das heisst also, dass wir uns auch auf diesem Gebiet in gewissen Fällen auf Grund der Fallverhältnisse der pleistozänen Schichten orientieren können. Weiter S-lich besitzen wir wieder Literaturangaben über die miozäne Sedimentation der Umgebung von Sándor-major und Nagykő. Die Andesitgänge queren dort schon in W—O-licher Richtung alle tektonischen Formen gleichermassen.

Oberhalb des alten Dorfes Zahorce endet, nach meinen bisherigen Feststellungen, ungefähr auf halbem Wege nach Ötödrész-major der Andesitgang von Erdőszelestény. Das Seitental schneidet ausserdem eine Falte. Dasselbe sehen wir auf Grund der Fallrichtungen N-lich von Felsőpodluzsánymajor. Über die Verhältnisse quer durch das breite Ipoly-Tal habe ich noch keine Angaben. Bei Szügy beziehen sich die Angaben auch nur auf den O-Flügel. Dort indessen, wo der gebrochene Andesitdyke im S den Grat des Hagymás-Berges kreuzt, ist in dessen mächtigem Graben die flache Falte auch sichtbar. Die Sedimentenreihe, die diese Falte bildet, gehört offenbar einer hohen oberoligozänen Cyrenenfazies an. Deshalb will ich weiter keine Zeit mit ihr verlieren, nachdem wir uns mit der W-lich folgenden Mulde ohnedies viel beschäftigen müssen, weil

diese nicht nur das Zentralgebiet des ganzen Ipolybeckens bildet, sondern auch eines der lehrreichsten Gebiete darstellt.

Diese Synklinale verläuft in der Richtung Karikáspuszta, Illési-hegy, Balassagyarmat, Kincsempuszta, Csesztve. An ihrer Ostseite lagern Sedimente der oberoligozänen Cyrenenfazies. In den dünnen kohlenführenden Schichten derselben fanden die erfolglosen Forschungen in der Umgebung von Bátorfalu statt, wo es möglich ist, dass wir noch eine lokale Falte nachweisen werden können. Auf dem Grunde dieser sandigen, sandsteinführenden Schichten liegt unter Apátfalu eine tonige Oligozänserie, entlang welcher wir — längs der nach Tótygarmat führenden Strasse höher steigend — in den dortigen Kellern ebenfalls in eine sandige, Sandstein und Teichkalk führende Serie gelangen, die reich an — leider allerdings schlecht erhaltenen — Fossilien ist. Es gelang indessen doch, mehrere gut bestimmbare Schalen von *Pectunculus obovatus* Lam. zu sammeln. Zahlreich sind auch die Arten *Tympanotomus* (*Potamides*) *margaritaceus* Brocc. und *Turritella sandbergeri* Mayer. vertreten. Es ist ganz natürlich, dass auch *Pectunculus obovatus* in den Sedimenten des obersten Oligozän hier schon erscheint, obwohl Franz Hórusitzky unter der durch Ferenczi SO-lich von hier gesammelten Fossilien, diese Art nicht ein einziges Mal erwähnt. Dies Bestimmung der oben erwähnten Fossilien verdanke ich ebenfalls Hórusitzky.

Gegenüber der nach Illépuszta führenden Strassengabelung lagert sich gegen O eine ungefähr 5—6 m mächtige, aus grossartig abgerollten Kieseln bestehende transgressive mittlere Schotterlage auf die *Pectunculus* führenden oberoligozänen Schichten. Der Schotter enthält stellenweise Sand und Konglomerat und ist an vielen Stellen durch die Uferbrandung glattgerundet. Aus ihrem oberen Teil habe ich besonders *Anomien* sammeln können. Der Schotter ist unter einer durchschnittlichen Neigung von 20° gegen 21^h diskordant zum Liegenden (4—6^h, 6—8°) gelagert, während sein sandiges, dann toniges Hangende ebenfalls wieder unter 6° gegen 6^h einfällt. Auch in dieser Decke befinden sich *Anomien*. Dieser anomienhältige zweifelhafte Transgressionsschotter ist weiter nach aufwärts, oberhalb Apátufalu, gegen S, in der Lehmgrube der gegenüber der Ipolybrücke gelegenen Ziegelei zu oberst zu verfolgen. Hier ist er schon feinkörniger und sandig. In der Richtung Alsópodluzsány-major finden wir in einer verlassenen Lehmgrube im

Strassenhorizont einen feinschotterigen *Ostreen* und *Anomien* führenden Sand, über den gegen W fallender, gefalteter Ton liegt. Weiter gegen NO befinden sich neben der Strasse sandige, dem Oberoligozän zustellbare Schichten. In den Weingärten am O-Grat der Kote 266, finden wir ebenfalls wieder W—SW-lich einfallende schotterige *Ostreen* führende sandige Sedimente. Obwohl diese Lagerung zweifellos durch Verwerfungen gestört wird, ist diese Synklinale der untermiozänen Sedimente schon von der Ipolybrücke aus in den zahlreichen Aufschlüssen gut sichtbar. Aus ihrem gegen O wahrscheinlich noch nicht verworfenem Liegenden hat Dr. Stefan v. Gaál (Ann. Mus. N. Hung. 1937—38) jene schöne und interessante Miozänfauna beschrieben, die auf Grund der erwähnten untermiozänen Transgression doch dem jüngsten Oberoligozän angehören wird. Sie bildet gleichsam eine tiefere Fazies der verkümmerten Fauna des höher gelegenen *Pectunculus obovatus* hältigen Uferoligozäns.

Das Auftreten der zahlreichen Arten mit untermiozänem Charakter, in der Gesellschaft der oberoligozänen Arten, kann auch auf diese Weise gut erklärt werden. Indessen weist die untermiozäne Transgression des nach O bis zu Ende verfolgten *Ostreen* und *anomyen*haltigen, schotterigen und sandsteinführenden unteren Miozäns (Aquitanische Stufe) hier, wo es auf dem gehobenen oberoligozänen Ufer in Form von richtig mächtigem, diskordantem Schotter auftritt, trotz der starken Verwerfung darauf hin, dass sein Liegendes nur jüngstes Oberoligozän sein kann.

Es besteht kein Zweifel, dass hier nach Ablagerung der *Pectunculus obovatus* führenden, kohlenhaltigen, also langsam ausgesüsten jüngsten oligozänen Sedimente ein Sedimentationszyklus seinen Abschluss gefunden hat. Das *Ostreen* und *Anomien*-haltige untermiozäne (aquitanische) Meer drang mit einer neuen, diskordanten schotterigen Transgression in erster Linie in die Mulden zwischen den tieferen Falten ein, wo wir aus den Faziesverhältnissen der miozänen Ablagerungen auf die ehemaligen Ufer und die dazwischen gelegenen Mulden schliessen können. Die Mulden zerbrachen erst nachträglich. Die relativ tiefere Lage der miozänen Bildungen ist also, besondern, wenn wir die Faziesverhältnisse in Betracht ziehen, nicht eine Folge dieser Tektonik, sondern ist durch die zu Ende des Oligozän vor sich gegangene, durch eine Regression charakterisierte, fortschreitende Hebung und Auffaltung entstanden. Dieser Vorgang

hat sich — wie dies aus der weiteren faltigen Dislokation der miozänen Schichten ersichtlich ist — oszillierend (Regressionen und Transgressionen) auch weiter fortgesetzt. Zu Ende der helvetischen Stufe nahm er, zur Zeit der damaligen grossen Andesiteruptionen (im unteren Torton), wahrhaft katastrophale Formen an. Diese betrafen nicht nur das Innere des ungarisch-kroatischen tertiären Beckens, — die dritte Alpen-Karpaten-Geosynklinale — sondern auch die N-lichen und S-lichen Geosynklinale der Karpaten und Alpen.

Im verdeckten breiten Ipolytal von Balassagyarmat sehen wir vom Aufbau des Unterbodens gar nichts. Indessen weisen zwei von mir durchgeführte Fallmessungen an der W-Seite des Anna-hegy bei Csesztve auf die Richtung dieser Synklinale hin. Hier oben fallen schotterige, sandsteinhaltige miozäne Schichten unter 5° gegen 20^{h} . Unten in den Wasserrissen fallen Kohlenschnüre führende oberoligozäne Sand- und Tonablagerungen unter $8\text{--}9^{\circ}$ gegen $5\text{--}6^{\text{h}}$. In Csesztve hat auch F e r e n c z i untermiozäne Bildungen gefunden.

Eine weitere Falte habe ich nur oberhalb Lukanénye; entlang der Csehipuszta festgestellt. Hier erinnern sich die Einwohner auch an Kohlenforschungen, die in der Umgebung von Mathényi Weing. stattgefunden haben. Ob diese aber in den obersten oligozänen Süsswasserkalk führenden Sedimenten um Lukanénye, oder in den längs der neuen Grenze schon auftretenden miozänen Sedimenten stattgefunden haben, konnte ich nicht feststellen. Die Feststellung der Fortsetzung dieser Falte gegen S wird durch die ungeschichteten pleistozänen Sedimente verhindert. Bloss am linken Ipolyufer befinden sich bei Ipolyszög Aufschlüsse, aus denen wir uns konkrete Daten holen können. Aus ihnen lässt sich eine Faltenachse durch Ipolyszög, in der Richtung Szentlőrincpuszta durch Kopanica feststellen. Hier muss ich damit beginnen, dass, obwohl die älteren Aufnahmen von Eugen N o s z k y sen. in dieser Gegend allerlei untermediterrane Bildungen verzeichnen und S-lich Bolgár-Weing. auch F e r e n c z i Miozän erwähnt, die N o s z k y'sche neue geologische Karte ausser dem Pleistozän nur kattische Sedimente verzeichnet enthält. Ich habe bloss an der Strasse NO-lich Szentlőrincpuszta, an der O-Seite der Kote 250 die zerfallenen Schalen von *Pectunculus* sp. in malmigem Sand gefunden, auf den mit einer Neigung von 15° gegen O schotterige Sand und Sandsteine folgten. In der Faltenachse kann also nur deren Liegendes dem Oberoligozän angehören. Es sind zwar auch dort, wo dieser Weg im W ins Tal gelangt,

wie neben Szentlőrinc-akol oder in dem SW-lich Bolgár-Weing. herabreichenden Graben, wo Horusitzky *Anomia ephippium* Varietäten festgestellt hat, grobe Sandsteine zugegen. Wie immer sich auch die Sache verhalten mag, eines ist sicher, dass wir nämlich in dieser Gegend auch auf den Falten überwiegend miozäne Ablagerungen finden. Dies beweist die in dem NW-lich von Bolgárszil. hinabführenden Hohlweg gesammelte und durch Franz Horusitzky in liebenswürdiger Weise bestimmte Fauna, die aus

Callistotapes vetulus Bast.

Nucula cf. majeri Hoern.

Arca diluvii Lam.

Cardium sp.

Thracia sp.

und dünnschaligen kleinen *Nucula*, *Lucina* etc. sp.-en besteht und so dem oben gesagten nicht widerspricht.

Die Fallmessungen beweisen, dass eine neuerliche Mulde von Csáb und Szelény SO-lich Kókeszi durch Terbegeg, bei Nagycsalomja in der Umgebung der Eisenbahnstation Dejtár liegt. Es ist sicher, dass ihr oberhalb Kókeszi liegender Teil ganz in die, an die NW-lichen Andesitgebiete angeschlossene miozäne Sedimentationsregion hineinreicht, wodurch es möglich ist, dass der Schotter, den wir S-lich Terbegeg unter dem Pleistozän der Höhen überall sehen, untermiozänes Transgressionsmaterial ist. Indessen dürfen wir auch darüber nicht erstaunt sein, wenn wir an der Sohle der tief eingeschnittenen Täler, wie bei Terbegeg und oberhalb Bikavölgy im O-lichen Hohlweg noch hohe oberoligozäne Sedimente antreffen. Es hat den Anschein, als ob hier, im NW-Teil des ehemaligen oberoligozänen Beckens, die hebende und faltende Wirkung der späteren benärbarten Gebirgsbewegung besser zur Geltung gelangt wäre. W-lich von hier herrschen nämlich — wie wir das noch sehen werden — entlang der Ipoly miozäne Sedimente vor.

Die nächste Falte halte ich — obzwar Noszky sen. N-lich Ipolykeszi auf seiner alten Aufnahmekarte noch miozäne Schichten verzeichnet — in Übereinstimmung mit seiner neueren Karte, als dem obersten Oligozän angehörend. Sie ist nur weiter oben, in der Gegend von Gyürki, Sisák, Szelény, Dacsókeszi und Csáb von miozäner Erscheinung, wie z. B. die Lage des in der Nähe der Kirche des Ortes Csáb erschlossenen Sandsteines, der auch im NO, in der Nähe der Grenze in dem Graben unterhalb der Strasse nach Felsőféhérvut erschlossen ist, sowie der Schlier, — falls er mit diesem

Sandstein identifiziert werden kann -- der sich SW-lich der Kote 271 diese Falte abgerissen und gegen SO gekippt zu haben scheint. Im Rahmen einer allgemeinen Begehung konnte ich diesen Umständen indessen nicht näher nachgehen. Die entschiedene Schwenkung der Falten an dieser Stelle gegen NO spricht für die Möglichkeit meiner früheren Annahme. Es ist sicher, dass am NW-Flügel dieser Falte über die Andesite der durch Noszky sen. als postburdigalisch kartierten miozänen Sedimente lagern.

In der W-lich Dacsókeszi und Gyürki folgenden Synklinale liegen die Andesitberge der Grenze geradezu drinnen. Neben dem Szurdok-Tal fand ich, am Ende der durch die Tschechen nicht fertiggebauten strategischen Strasse in der Nähe der Kote 281, *Heterosteginen* und andere tortonische Fossilien führende Biotittuffe. Sie enthielten folgende, durch Dr. Tibor Szalai in liebenswürdiger Weise bestimmte Fauna:

Limopsis (Pectunculina) anomala

Eichw.

Scala sp.

Ancillaria (Baryspira) glandiformis

Lam.

Die Foraminiferen bestimmte Dr. Ladislaus Majzon wie folgt:

Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina triloba Rss.

Polystomella crispa L.

Amphistegina lessoni d'Orb.

Spongiennadeln.

Otholithus.

In der vorherrschenden miozänen (helvetischen) Decke der im Tal gelegenen Ortschaften muss noch die Zugehörigkeit der mächtigen rostigen Sand, Sandstein und Tuff führenden Serie festgestellt werden. Zwischen Inám und Ipolynyék herrscht ebenfalls der helvetische Schlier vor. Leider ist er nur selten gut geschichtet, wie NO-lich József-major (Patkánynevelőpuszta). So wäre es also äusserst schwer, Fallrichtungen gut zu messen. Nicht umsonst bezeichnet das Volk diese Bildung ebenso als „Apoka“, wie die feineren und weniger hellen oberoligozänen Tone der Schlierfazies. An der S-Seite des Ipoly-Flusses habe ich zwischen Dejtár und Nógrádpatak in Schichten von grobem, rostigem, schotterigem Sand, die an anderen Stellen an das Liegende des Schlier erinnern, eine entschiedene Synklinale festgestellt. Tatsache ist, dass am oberen Ende von

Nógrádpatak *Pholadomya alpina* Math. und *tellina* sp. darin vorkommen, weshalb wir es wahrscheinlich mit burdigalischen Sedimenten zu tun haben. Am NW-Ende von Dejtár hat eine unter 60—65° gegen 1—2^h streichende Verwerfung in den Sandbrüchen einen kaum 10 m breiten Streifen aus den ebenfalls in einer Synklinalen zerbrochenen, im allgemeinen unter 6—8° W—NW-lich einfallenden Schichten unter 6° gegen 13^h gekippt. Dies ist bisher der einzige Fall auf diesem Gebiet, wo die Verwerfung gleichzeitig auch eine grössere Abweichung in der Streichrichtung verursacht.

Im gegensatz zu den bei Nógrádpatak gegen O einfallenden Schichten finden wir bei Nagyoroszi die dortigen, die Tone der Schlierfazies bedeckenden Sande und Sandstein führenden miozänen Ablagerungen entschieden gegen W einfallend. Es befindet sich also zwischen Horpács und Patak abermals eine Falte, die gegen SW — nach der Feststellung von H o r u s i t z k y in der Richtung auf Borsosberény—Nógrád streicht. Diese Falte wird zwischen Nagyoroszi und Drégelypalánk durch eine von S gegen NW schwenkende Synklinale mit ihren Schlier- und jüngeren sandigen Ablagerungen begrenzt. Es hat den Anschein, als ob hier, jenseits der Synklinale im Dejtár-Bach der helvetische Schlier gegen O nicht mehr verbreitet wäre und die oligozän-miozäne Meeressedimentation in der Umgebung von Balassagyarmat mit dem Bürdigal abschliessen würde.

Meine Fallmessungen zwischen Drégelypalánk, Hont, Homok und Kutberekpuszta deuten darauf, dass die miozänen Schichten am NO-Ende des Börzsönygebirges noch eine Falte werfen, deren ältestes Glied der durch v. N o s z k y sen. bei Hont kartierte helvetische Schlier ist, dessen Hangendes der oberhalb Kutberekpuszta gefundene stark teichkreidehaltige, sandsteinführende rostige Sand ist der unter 5° gegen 15^h einfällt, und der auf der Nordspitze des Nagyhagy unter 6° gegen 24^h einfallende tuffige Sandstein bildet. Die Andesite der Berge liegen erst in der Mulde W-lich dieser Falte. Die unterste Schichte des tiefen, Wasserfälle bildenden Wasserrisses W-lich Hont besteht aus anscheinend ungeschichtetem tonigem, grobem Sand mit einer kleinen, dicht geriffelten *Pecten* sp. Darauf folgt ein bläulichgrauer, weisslich trocknender, kantig zerfallender Ton mit harten Sandsteinbänken. Beide sind fossilführend. Die Fossilien aus diesen Schichten sind schon bekannt. Aus der Fauna können wir feststellen, dass wir es tatsächlich mit helvetischen Sedimenten zu tun haben.

Wie wir dies hier abgeleitet haben, können wir feststellen, dass die SO-liche Nase des Börzsöny-Gebirges von aus miozänen Schichten aufgebauten, von S gegen NW und W schwankenden Faltén umschlossen wird. Trotzdem ich diese Annahme heute noch durch keine Daten unterstützen kann, bin ich doch der Ansicht, dass die zwischen Nagyoroszi und Nógrádpatak festgestellte Falte quer durch das breite Ipolytal ebenfalls gegen NW schwenkt. In dem Strasseneinschnitt zwischen den Weingärten und dem Wald, am Hange des 312 m hohen Verébhegy oberhalb Hidvégpuszta, befinden sich im Hangenden des ungeschichteten Schliers zwei teichkreidehältige Schichten, die gegen SO einfallen. N-lich Tesmag, am NW-Fuss der Kote 171, sind im Steilhang des Berencsen-Baches neben Wellnerpuszta kalkige, sandsteinhältige, tuffige Schichten gut erschlossen. Auch diese fallen unter 14° gegen SO ein. Gegenüber, etwas W-lich, bei der Kote 129 fallen die groben Andesittuffbänke unter 10° gegen NW ein, ebenso, wie die Bänke des Andesitkonglomerates in der Terrasse des Korponai-Baches im NW-Teil von Ipoly-ság. Das heisst also, dass es bis jetzt so scheint, als würde die fragliche Falte in ihrem Verlauf hieherzu schwenken.

In dem losen, groben kalkigen Sand auf der N-Spitze der Kote 171 habe ich viele Fossilien gefunden. Diese hat Tibor Szalai wie folgt bestimmt:

<i>Arca</i> sp.	<i>Amiantis islandicoides</i> Lam.
<i>Ostrea</i> sp.	<i>Corbula revoluta</i> Brocchi.
<i>Cardium Michelottianum</i> May.	<i>Corbula (Angina) gibba</i> (Olivi var. <i>curta</i> , Lacard.
<i>Ervilia</i> sp.	<i>Turitella Beyrichi</i> Hofm.
<i>Tellina planata</i> L.	<i>Schizaster</i> sp.

Die von hier stammenden. Foraminiferen haben sich nach Dr. Ladislaus Majzon als

<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	<i>Polystomella crispa</i> L.
<i>Globigerina triloba</i> Rss.	<i>Amphistegina lessoni</i> d'Orb.
<i>Rotalia papillosa</i> Brady, var. <i>compressuscula</i> Brady.	<i>Heterostegina costata</i> d'Orb.
<i>Nonionina communis</i> d'Orb.	Spongiennadeln.
<i>Nonionina depressula</i> W.—J.	<i>Otholithus</i> .

erwiesen:

„Das Alter der tortonischen Schichten entscheidet das Auftreten von *Amphistegina lessoni* d'Orb. und *Heterostegina costata*

d'Orb. in der sonst ein absolut jüngerer Bild zeigenden Fauna.“
(Dr. Ladislaus Majzon.)

Ich kann die sehr lehrreiche Beobachtung nicht verschweigen, dass hier oberhalb der die tortonische Fauna einschliessenden sandigen Schichten ein feineres tuffiges Sediment lagert, an dessen verhältnismässig kleinen, handgerechten Stücken die miniatüren Wirkungen der hier vor sich gegangenen Erdbewegungen sehr gut sichtbar sind. In diesem spröden Material sehen wir die kleinen, kaum einige mm betragenden, wie auch die einige cm grossen Verwerfungsbewegungen der Gesteinsteile, als hätten wir sie in der Natur in wahrer Grösse auftretenden Erscheinungen auf irgendeiner Profilzeichnung verkleinert. Es wäre ratsam, jeder Schulsammlung je ein Stück dieses Gesteines einzuverleiben. Ich glaube ein derartiges Vorkommen ist nur sehr selten zu finden. Ich habe wenigstens während meiner ziemlich langen Praxis ein derartiges Gestein in der Natur noch nicht gefunden. Ausserdem befindet sich an dieser Stelle noch eine ziemlich reichhaltige Fundstelle für Fossilien, weshalb sie auch aus diesem Grunde das Ziel von Ausflügen bilden könnte.

In der Gegend von Ipolyszécsényke und Ipolynyék ist unter dem mächtigen pleistozänem Hangendem meist ausschliesslich ungeschichteter helvetischer Schlier zu sehen. Ein eingehendes Studium der Umgebung von Kelenye, Ipolyfödemes und Palást könnte uns nur tektonische Daten liefern, die die Struktur der auf dem versunkenen Grundgebirge lagernden jüngeren miozänen Sedimente beleuchten könnten. Vorläufig lag mir dieses von allen Seiten ziemlich schwer zugängliche Gebiet an der Grenze nicht günstig genug, so dass ich vorderhand nur annehme, dass sich die sonst einheitliche Synklinale von Dejtár-Nógrádpatak auf dem zwischen Ipolynyék, Ipolybalog und Ipolyszécsényke liegenden Gebiet in einen NO- und einen NW-Ast gabelt. Wahrscheinlich verläuft dieser nach dem Oberoligozän versunkene Keil des alten Gebirges ebenfalls dorthinzu. Auf das deutet — wie ich schon erwähnt habe — auch der Umstand, dass sich der helvetische Schlier am Fusse des Börzsönygebirges nur bis zu der Synklinale Dejtár-Nógrádpatak ausbreitet und östlich derselben nicht mehr vorkommt. Ein grosses Hindernis bildet auch der Umstand, dass unsere neue Grenze eben auf diesem tektonisch interessanten Gebiet um Magasmajtény eine breite Einbuchtung zeigt. Ich habe das Gefühl, dass wir eben auf diesem Gebiet jenes Gebirgszentrum zu suchen haben, das von

den S-lich und O-lich von ihm befindlichen, in Obigem umrissenen Faltungen in breiten Schleifen umgeben ist.

Zusammenfassung.

Wenn wir nun die Beobachtungen, die ich in drei kurzen Monaten entlang des Mittellaufes der Ipoly, zwischen Léva und Ipoly-ság und vom Nordzipfel des Börzsönygebirges bis zum Kohlenbecken von Salgótarján so flüchtig gesammelt habe, können wir aus ihnen zahlreiche interessante und lehrreiche geologische Schlüsse ziehen.

Auf Grund der durch Noszky sen. in der Gegend von Romhány kartierten rupelischen Bildungen und des kiszeller Tones, der aus der Bohrung von Balassagyarmat bekannt ist, wissen wir, dass im Mitteloligozän gegen N fortschreitend das Meer auf unser Gebiet transgredierte. Dieses wurde dadurch zu einem Meeresbecken, dessen Grundgebirge aus den, die im S erhalten gebliebene Nagyszál Berg und die Csóvárer-Berge aufbauenden obertriasischen Kalksteinen und Dolomiten der norischen und rhätischen Stufe bestanden haben dürfte, über die sich auch schon die Transgression des ober-erzänen Meeres ergossen hat. (Bartonische Stufe.) Dieses obertriasische Gebirge dürfte der Rand eines paleozoischen Urgebirges gewesen sein. Hierauf deuten zumindest die an der Sohle der Tiefbohrung von Balassagyarmat angebohrten und auch in den Andesittuffhaltigen Bildungen vorkommenden Krystallschieferkonkretionen (solche gibt es auch bei Nógrádszakál), und die NNO-lich von Ipolyság erwähnten, an die Oberfläche erordierten alten Gebirgsrelikte.

Das Oberoligozän wird durch eine Regression abgeschlossen. Damals bildeten sich z. B. bei Bátorfalu, in der Umgebung von Forráspusztá bei Zsély und Szügy (unter Leányvár) dünne Kohlen- und kohlenführende Schichten.

Als sich die *Cyrenen* und *Pectunculus obovatus* führenden oberoligozänen Schichten ablagerten, hatten sich schon gelinde Falten und dazwischenliegende Mulden gebildet. Das war die fortschreitende Hebung, die zur Regression des Meeres und der Bildung der kohlenhaltigen Schichten führte. Die gelinde Faltung dürfte sich noch der Regression des hiesigen Meeres fortgesetzt haben, nachdem die Ostreen und Anomien führenden groben, sandstein-

hältigen, quergeschichteten aquitanischen (untermiozänen) Sande oft auch in tieferen Horizonten der synklinalen Mulden durch Schotter oder schotterige Sande und Sandsteine, die auf das Platzgreifen eines neuen Beckens deuten, eingeleitet werden. So bei Balassagyarmat, Apátujfalu, Ipolyszög, Szügy, neben dem Salzschlammbad von Zsély, Schlossberg von Óvár und bei Szécsénykovácsi (unter Hradiste und der gegenüber gelegenen Farkasalmáspusztá). Dieser Schotter liegt bei Tótgyarmat entschieden diskordant auf den oberoligozänen Schichten. Die tonig-sandigen Sedimente der aquitanischen Unterstufe (Koroder-Molter-Gauderndorfer Typus) erkenne ich in Tonen der Schotterdecke des Bieli-vrch ebenso, wie in den W-lich des Weingartens Bolgárszőlő gelagerten Sedimenten.

In dem Beckenteil um Balassagyarmat—Szécsény ist es mir nicht gelungen, wesentliche Spuren der zweiten untermediterranen (aquitanischen) Unterstufe, des Burdigal, nachzuweisen. Solche fand ich höchstens im NO bei Nyergespuszta und im W, in der Mulde von Dejtár—Nógrádpatak. Es ist möglich, dass diese Bildungen sich auf diesem Gebiet nicht überall verbreitet haben. Zweifellos fest steht allerdings, dass dieser Beckenteil so tief erodiert wurde, dass im allgemeinen auch in den synklinalen Mulden nur die unterste untermiozäne Stufe, der Ostreen-Anomien-Horizont bis heute übriggeblieben ist. Es ist charakteristisch, dass besonders am Rande des NW-lichen oligozänen Beckens auf die oberoligozänen *Pectunculus obovatus* führenden Sedimente unmittelbar helvetischer Schlier transgrediert. Dies würde darauf deuten, dass die kohlenhältigen Schichten des Burdigal und ihre liegenden und hangenden Begleiter sich eher nur auf das langgestreckte Zagyva-Salgótarjánér Becken und dessen zwischen Óvár und Kékkő gelegene Fortsetzung gegen NO-N beschränken. Dort vermute ich irgendwo ein bis zum Burdigal an der Oberfläche verbliebenes altes Gebirgsrelikt, das der Abstammungsort der dortigen dunklen Schotter sein dürfte. Diese kann ich — im Gegensatz zu den heutigen Autoren F e r e n c z i und N o s z k y sen. — nicht aus einem an Stelle des Alföld gelegenen und damals noch bestandenen Terrestrikum ableiten. Haben doch eben diese Autoren darauf hingewiesen, dass sich diese Schotter-schichten von Salgótarján gegen das Mátra-Gebirge zu fortschreitend auskeilen.

An der Stelle dieser Kohlenbecken vermute ich eine, auch den Bogen der N-NW-Karpaten durchschneidende, tektonische Trennungslinie.

Das oligozän-unteraquitanische Becken längs des Mittellaufes der Ipoly hat sich anscheinend noch während der burdigalischen Regression zur Gänze zum Festland erhoben, was es auch bis zur Transgression des helvetischen Schliers blieb. Mittlerweile war es nicht einmal ein Akkumulationsbeckenteil, nachdem dies sonst unter dem Schlier auffallen würde. Die Hebung und Faltung dieses Beckenteiles fällt also in die Zeit der vor dem unteren Aquitan und während dem Burdigal stattgefundenen Regressionen. Dabei waren zwei transgressive Oszillationen zu verzeichnen. Sie setzte sich aber auch nach dem Vordringen des helvetischen Meeres und zur Zeit der Ausbildung des obermiozänen Festlandes fort. Nach der oberpannonisch-pontischen letzten Transgression, zur Zeit als deren letzte Austrocknung und Aufteilung in levantinische Binnenseen erfolgte, — aber auch schon vorher, zur Zeit der tortonischen Andesit- und Andesit- und Andesit- — begann die Zerklüftung und Zerstückelung.

Die helvetische Schlier-Transgression drang am NW-Rand des oligozän-aquitanschen Beckens am Mittellauf der Ipoly offenbar zuerst als Randsynklinale ein. Es ist möglich, dass zum Teil dieses Übergewicht am Rande die Gleichgewichtsdifferenzen zur Auslösung brachte, die zu dieser Zeit auch an anderen Stellen des Alpen-Karpatenzuges in ähnlicher Situation eine grosszügige Orogenfazies ausgelöst haben (Flyschdecken). Deshalb ist es noch fraglich, ob die im NW, N und NO von Ipolyság befindlichen Grundgebirgsrelikte einfach in die Tiefe gesunken sind, oder ob sie sich nicht in der Richtung der sinkenden Ränder aufgeschuppt haben. Ich denke, wir dürfen auch damit rechnen, was dann der Schlüssel zum Ursprung der dortigen sauren, salzigen und Thermalquellen wäre. In dieser Zeit sind sehr stark in die Tiefe wirkende tektonische Linien entstanden, die die grossen untertortonischen Andesit-eruptionen an den streifenartig aufgerissenen alten Aufschuppungslinien des Grundgebirges — an der Stelle des Mátragebirges, am Fusse des Bükkgebirges, im Cserhát- und Börzsönygebirge, im Vise-gráder Gebirge und in den Bergen von Selmebánya — hervor gebracht haben. Diese alte Aufschuppung kann, wie wir das am Gellért-Berg und den Raibl-Sedimenten des Szépvölgy sehen, dem fortschreitenden Absinken der kretazischen, eozänen und oligozänen Streifen des Alföld-Gebietes zugeschrieben werden. Die Detailuntersuchungen der Zukunft sind dazu berufen, bezüglich dieser tektonischen Zusammenhänge völlige Klarheit zu schaffen. Das ist indessen schon jetzt sicher, dass jede neuerliche Vertiefung der

Becken in unseren Mittelgebirgen und so auch in den benachbarten Budaer-Bergen eine immer neue Belebung der Schuppenstruktur des Randgebirges zur Folge hatte. Zuletzt sind am Széchényi- und Kakuk-Berg die oberpannonischen Sedimente *samt ihrer triasischen* Grundlage in einer schiefen Ebene gegen das Alfölder Becken zu auf einen höheren Horizont disloziert worden! Es muss also überlegt werden, ob es in dem heutigen Verhältnis unserer Randgebirge zu den Becken kein Fehler ist, dass wir diese schuppenartig schräg nach aufwärts erfolgende Bewegungstendenz der Randgebirge ausser Acht gelassen haben?

Es ist sicher, dass sich uns, je gründlicher wir in das geologische Studium unseres Gebietes versinken, um so mehr bisher vereinfachte Probleme zur Lösung aufdrängen. Die Erdrinde bewegt sich ständig, sie lebt! Der Kreislauf der Lebensprozesse ist ewig! Die nach uns folgenden Geologen werden noch viel zu tun haben.

Im oligozän-miozänen Beckenteil längs der mittleren Ipoly, sowie auf dem sich daran anschliessenden, durch paleozoische und mesozoische Gebirgsrelikte charakterisierten NW-lichen Gebiet scheint die Sedimentation mit den obertortonischen Sedimenten abgeschlossen zu sein. Seitdem hat sich ein mächtiger, langer Erosionszyklus Geltung verschafft. Aus dieser Zeit sind nur Aragonit, Süsswasserkalktrümmer enthaltende Gesteine, Löss und verschiedenen Perioden angehörende Schotterablagerungen zurückgeblieben. Zur genauen Altersbestimmung dieser, reichen meine bisherigen Untersuchungen noch immer nicht aus. Es ist sicher, dass wir von dem längs der oberen Ipoly gelegenen Beckenteil nur deshalb so, als hauptsächlich von oberoligozänen Schichten aufgebautem Becken sprechen, weil die Ipoly und ihre Nebenbäche seit dem Ende des Miozäns jene mächtige untermiozäne Decke weggespült haben, die sich auf dem abgeschliffenen, zentralen, zwischen den peripherischen, einen höheren Horizont einnehmenden Teilen bis heute fast nur in den zwischen den Falten gelegenen Synklinalen erhalten hat.

Wenn ich den stark gewundenen, ein aufgeschüttetes Bett besitzenden Mittellauf der Ipoly mit Unterlaufcharakter betrachte, und an die, auch die ganzen breiten altalluvialen Teile überflutenden Überschwemmungen denke, die die grossen Überflutungen im Frühjahr und Herbst des Jahres 1939 hervorgebracht haben, muss ich annehmen, dass hier oder etwas weiter abwärts eine sperrende Erhebung vorhanden sein muss, oder dass wir es wieder mit einer

relativ kleinen sinkenden Tendenz zu tun haben. Das Studium der Terrassen wird auch Licht auf diese Frage werfen.

Es gab und gibt hier junge Rindenbewegungen, doch sind sie meiner Ansicht nach — wenigstens grösstenteils — anderer Natur, als sie Siegfried Péja in seiner „Morfologie des Nógráder Beckens“ beschreibt. Vieles kann leicht durch Brüche erklärt werden, jedoch nicht alles. Hier haben wir gesehen, dass wir auch mit einer Faltung rechnen müssen. Heute sind wir schon darüber hinaus, dass wir die innerhalb der Karpaten liegenden Gebirge und tertiären Becken als rein durch Bruchstruktur entstandene Bildungen vereinfachen können. Die praktische Geologie hat diese These auf allen Linien ordentlich verneint!

Praktische Beziehungen.

Obwohl unter den obersten oligozänen Bildungen — wie ich darauf schon hingewiesen habe — auch kohlenführende Schichten im Liegenden der aquitanischen Transgressionsbildungen in Erscheinung treten, sind diese — wenigstens auf Grund der bisherigen Forschungen — nicht abbauwürdig. Die im Hangenden der aquitanischen Bildungen folgenden burdigalischen Kohlenlager von Salgótarjánér Typus liegen eher ausserhalb meines diesjährigen Aufnahmsgebietes. Hinsichtlich des Kohlenbergbaues bietet uns also das Gebiet am Mittellauf der Ipoly gar keine, oder nur ganz geringe Hoffnungen.

Hinsichtlich der Erdgas-Petroleumforschung ist die Lage, obwohl salz- und jodhaltige Wässer, als auch Methan, ja Ölindikationen auftreten und auch die für die Akkumulation unentbehrliche Faltungsstruktur vorhanden ist, bezüglich des Muttergesteines noch nicht genügend geklärt. Wenn wir, wie dies einzelne Autoren — z. B. Dr. Stefan Ferenczi — tun, das Regressions-Oberoligozän als eine Epoche betrachten würden, die geeignet war, Gelegenheit zur Salzbildung zu bieten, würden wir in Widerspruch zu den Daten aus der Umgebung von Budapest geraten, vor allem mit der Tiefbohrung von Órszentmiklós, wo es unzweifelhaft feststeht, dass der Kiszeller Ton das ebenfalls stark Salzwasser und Erdgas führende Muttergestein ist, nachdem ja dort kattische Schichten gar nicht durchbohrt wurden. Andererseits hat sich erwiesen, dass aus den unter dem Kiszeller Ton liegenden eozänen und triasischen Sedimenten weder Salzwässer noch Erdgas führende Wässer zu Tag

kamen. Diese wurden in diesen Schichten durch die heissen kohlen-säurehaltigen Thermen abgelöst. Die Salzwässer und brennbaren Gase in der Umgebung von Sósartyán und der Szécsényer und Balassagyarmater Bohrungen traten andererseits in solchen tieferen oberoligozänen Schichten auf, bei denen es noch gar nicht sicher ist, ob unter ihnen der Kiszeller Ton tatsächlich vorhanden ist. Es ist möglich, dass wir gleich in den krystallschieferigen Grundgebirgsschutt geraten. Die manchmal ebenfalls salzigen Wässer der kohlen-säure- und schwefelhaltigen Quellen kommen immer — wie ich darauf ebenfalls schon verwiesen habe — längs Verwerfungen und anderen tiefgreifenden tektonischen Linien vor. Dadurch erwecken sie in mir die Vorstellung, dass die Salzindikationen und die damit im organischen Zusammenhang auftretenden Kohlenwasserstoffe hier keine primäre Lage besitzen. Diese meine Auffassung scheinen die bisher in der Umgebung des Bükk- und Mátragebirges durchgeführten derartigen Forschungen zu unterstützen. Die geringen Resultate derselben stehen in keinem Verhältnis zum Anlagekapital. Auf dem N-lich des Alföld gelegenen Gebiet scheint eine gewisse Revision der tektonischen Überlegungen — aber ganz besonders der das Muttergestein betreffenden — nötig zu sein.

Ich habe betont, dass es auf meinem ganzen Aufnahmegebiet verschieden zusammengesetzte kohlen-säure- und schwefelhaltige kalte und warme Mineralwässer gibt, die aber nirgends ihrem Wert entsprechend erschlossen und ausgenützt sind. Im Zusammenhang mit dem vorher Gesagten würde eine eingehende Untersuchung dieser Wässer, die in vielen Fällen thermalen Ursprunges sind, bezüglich ihrer Zusammensetzung und des geologischen Ursprunges wichtige Anhaltspunkte hinsichtlich der tieferen Tektonik und der salzigen Muttergesteine liefern, auf Grund welcher die früher erwähnte Revision einsetzen könnte. Das scheint jetzt schon gewiss zu sein, dass die Untersuchung und die durch Tiefbohrungen durchzuführende Erforschung dieser oberländischen Sauerlinge und Salzwässer dieses oft an guten Trinkwässern arme Gebiet zu neuen, wertvollen höher temperierten und auch balneologisch verwertbaren Brunnenwässern gelangen lassen würde.

Mit Rücksicht darauf, dass sich in diesen nordungarischen Mineralwässern immer auch ein reicher Gasaustritt zeigt, wäre eine eingehende Untersuchung dieser Gase — auch im Zusammen-

hang mit den in der Tiefe und in der Nähe gelegenen Urgesteinen — auf das Vorhandensein von Edelgasen zehr angezeigt. Als Beispiel dürfte der bei uns alleinstehende Heliumgehalt der Tiefbohrung von Székesfehérvár hingestellt werden.

Ausser den lokalen Wert besizenden Gesteinen, wie Ton und Sand, verdient höchstens der neben Felsötúr vorkommende Glas-sand eine eingehendere Untersuchung.

BORSODNÁDASD ÉS ARLÓ KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Jelentés az 1939. évi gyakorlati irányú földtani felvételtől.

Egy földtani térképpel.

Írta: Schréter Zoltán.

A M. Áll. Földtani Intézet igazgatóságának rendelkezésére folytattam Heves megye északi részén és Borsod megye csatlakozó részén az 1936-ban félbenhagyott földtani felvételeimet, nagy általánosságban a Pétervásártól északra eső területen. Munkaidőm másfél hónap volt és segédként az igazgatóság dr. Tomor János okl. középiskolai tanárt osztotta mellém.

Dr. Tomor J. a területünkön szereplő földtani képződményekkel, szintekkel két héten át megismerkedvén, külön munkaterületen dolgozott tovább a felvételtől külön jelentésben számol be. Ez évi földtani felvételem folyamán különös gonddal térképeztem azokat a területeket, ahol az alsó miocén képződményei rátelepsznek az oligocén üledékekre, vagy vetődések mentén érintkeznek velük. Ezeknek a földtani képződményeknek a szétkülönítése tudniillik sokszor nehéz feladat.

Ilyenmódon a nyugatabbra eső és a dr. Szentés Ferenc által térképezett területtel az összeköttetést megteremtettük. Felvételeim későbbi időszakában szerkezetkutató aknák mélyítettése is módunkban állott, de azért dr. Tomor az önálló térképezést tovább folytatta.

Az 1939 augusztus 14. és szeptember 30. közt térképezett terület a következő községek határaitra esik, délről észak felé haladva: Tarnalelesz, Szentdomonkos, Borsodnádásd, Járdánháza, Arló és Hódoscsépány. Hódoscsépány és Járdánháza között az általam felvett terület Ny-i határa a Hódos, vagy Arlói patak völgye. Járdánházától DDNY-ra azonban nyugatabbra ugrik a határ s kb. a Vajács

padja Szőlőbércetető, Óbikk-hegy és Típászó-puszta vonalára húzódik.

A bejárt területen előforduló földtani képződmények a következők:

I. OLIGOCÉN.

1. Középső oligocén. Rupéli emelet felső tagja.

A középső oligocén alsó része, a kiscelli agyag, felvételi területemen nem bukkan a külszínre. A középső oligocénnek, rupéli emeletnek felső részébe szürke, csillámos, homokos agyag, homokos agyagmárga és agyagos homok tartoznak. Rétegei közé szürkés-sárgás homok és homokkő rétegek is telepsznek, amelyek a felső oligocén alsó részének homokköveitől meg nem különböztethetők.

Ennek a rétegcsoportnak képződményei a külszínen Szentdomonkostól K-re és ÉK-re, Borsodnádastól ÉK-re, a Mocsolyás, Izra és Kónya völgyek mentén, Járdánházától Ny-ra, a Szohonyvölgy, Csehóvölgy és Somsályvölgy két oldalán fordulnak elő, ahol többé-kevésbé jó feltárásait találjuk. A Mocsolyásvölgytől É-ra eső területen az alsó miocén vonulatok közé ékelt s vetődés mentén kiemelt vonulatot formál.

Ez a rétegcsoport kövületeket is tartalmaz, de ritkán és aránylag gyenge megtartási állapotban. Ezek általában a rupéli emeletre mutatnak. Kövületeket leltünk a következő helyeken:

Járdánházától DK-re, kb 2.0 km-re, a Macóvölgyben mélyített kutató aknából: *Pinna* cfr. *semiradiata* Koen. töredékes példányait, a Kónya-Izravölgy jobb oldalán mélyített kutató aknából: *Tellina* sp.-t, a Járdánháza mellett kissé K-re lévő Koplalótányától K-re lemélyített kutató akna 1.4 m mélységéből *Tellina* sp.-t, amelynek körvonalai a *T. nysti* Desh.-re emlékeztetnek, továbbá egy *Solenomya* sp., amely igen hasonló *S. doderleini* slír fajhoz, azután egy *Lucina* sp. A Kónyavölgy jobboldalán mélyített kutató aknából, laza homokkőből, az előbb említett *Tellina*, amely a *nysti*hez hasonlít; ugyanez az alak került elő a Ladányi-tanyától NyÉNy-ra lemélyített kutató akna szürke homokkőből is. Arlótól DK-re, kb. 2 km-re, a 249 m mag. pont tájáról, a Szohony és Csehóvölgyek között lévő alacsony hágóról: *Tellina* sp. és *Lucina* sp. és *Nucula sulcifera* Koen., a Szohonyvölgyben, a 331.7 m-es magassági ponttal jelölt magaslat ÉÉNy-i lejtőjén mélyített kutatóaknából: *Lucina* sp., *Tellina* sp.

Az Arlói völgy baloldalán, a Razalyvölgy kitorkolásától kissé délre mélyített kutató aknából: *Pinna* cfr. *semiradiata* Koen., *Tellina* cfr. *nysti* Desh., *Lucina* sp., *Entolium corneus* Sow. és *Schizaster* cfr. *acuminatus* Goldf. Hódoscsepánytól Ny-ra, a Jászó-tető délkeleti oldalán lemélyített kutató aknából: *Lucina* sp., *Nucula sulficera* Koen., *Entolium corneus* Sow. és *Schizaster acuminatus* Goldf. A Felső Gubonna-pusztától kissé ÉNy-ra lévő kutató aknából: *Lucina* sp., *Corbula* cfr. *descendes* Koen., *Nucula sulcifera* Koen., *Turritella* sp. töredék, *Tellina* sp. és *Schizaster acuminatus* Goldf.

2. Felső oligocén. Kasseli emelet.

a) Alsó tag. Márgás homokkő és homok.

Ennek a rétegcsoportnak közetei uralkodólag márgás homokkő és homok. Egyes rétegeiben glaukonit-szemek bővebben vannak. A rétegcsoport azonos dőléssel (concordanciával) következik a rupéli emelet felső részébe sorolt rétegek fölött, amelyekből észrevétlenül, fokozatosan fejlődik ki, tehát legtöbbször éles határ nincs közöttük. Ebben a rétegcsoportban kövületet nem találtam.

A rétegcsoport előfordul: Szentdomokostól. ÉK-re, a Nagyverőhegyen és a Nagyberkek-erdőben, a Lapuhasvölgy jobb oldalán, Borsodnádastól DK-re, a Vásárosúti völgy jobb oldalán, a Mocsolyásvölgy, Kónyavölgy és Szohonyvölgy, valamint mellékvölgyeinek felső részén, a fentebb említett miocén képződmények között ÉÉK-re vonuló oligocén sáv keleti részében. Továbbá Arlótól É-ra, az Arlói fővölgy jobb oldalán, a nyugati alsó miocén vonulattól nyugatra.

b) Felső tag. Durvaszemű, álrétegezett homokkő és homok.

A márgás homokkő és homok rétegcsoportja fölött megegyező dőléssel az álrétegezett homokkő és homok rétegcsoportja következik, amely délnyugatabbra, Istenmezeje, Váraszó, Ivád és Nádújfalu, stb. környékén nagykiterjedésű. A most térképezett területen csak alárendelten fordul elő. Nevezetesen Hódoscsepánytól DK-re, a Somsályi-völgy alsó részének bal- és jobboldalán, valamint a völgy alsó részének jobboldali mellékárkaiban. Itt a durvaszemű homok és homokkő kopár és meredek domboldalakat formál. A lazább homok- és homokkőrétegekből keményebb homokkő cipók és rétegek padkákat alkotva mállanak ki.

Kövület alig akad benne. Hódoscsépánytól DK-re (a térképvázat határán kívül) *Balanus* töredékeket és *Lamna* fogakat találtam.

II MIOCÉN.

a) Alsó miocén. Burdigálai emelet.

Az alsó miocén első képződményei eltérő (diszkordáns) rétegzéssel telepsznek az oligocén képződményei fölé, amely utóbbiak az olicogén után földkéregmozgásnak, valószínűleg gyenge gyűrődésnek, majd denudációnak voltak alávetve. Az akvitániai emeletet azonosnak tekintve a kasseli emelettel, a kövületek alapján elválaszthatjuk a burdigálai emelet legalsó képződményeit az oligocén üledéksorozatától.

Az itteni legalsó miocén rétegekben előforduló kövületek a külső alpesi, ausztriai (horni és eggenburgi) medencék rétegsorának aránylag magasabb szintájú gauderndorfi és eggenburgi rétegeire jellemző kövületekkel egyeznek meg. A mélyebb, úgynevezett molti és loibersdorfi rétegeknek megfelelő állatvilágot tartalmazó üledékek itt nem fejlődtek ki. Megjegyzem, hogy az utóbbiakat, illetve egyesek csak a molti rétegeket, akvitániainak nevezik, ami a fentiek szerint azt jelenti, hogy az a felső oligocénbe tartozik.

A burdigálai emelet rétegcsoportjai területünkön a következők:

1. *Sekélytengeri* — *partközeli homokkő, homok, kavics, konglomerátum és szárazföldi vörös agyag.*

Az alsó miocén első előnyomulási képződményei a bejárt területen meglehetősen elterjedtek. Ezek a következők: homok, homokkő, kavics és konglomerátum, amely rétegek egészen partközeli (litorális) és sekélytengeri jellegűek.

A kavics szemei között sötétebb agyagpala és homokkő kavicsok uralkodnak, de fehér és tarkaszínű kvarckavicsok is vannak. A homokkő nagyon hasonlít egyes felső oligocénkori homokkövekhez, úgyhogy azokkal könnyen össze lehet tévesztetni. Ezekben a homokkövekben is gyakoriak a glaukonit szemek. Fontos azonban az, hogy ezekben a homokkövekben kövület töredékeket, sőt elég jó megtartású kövületeket, de néha csak kőbelekét és lenyomatokat találunk, amelyek a burdigálai emelet ausztriai kifejlődésének gauderndorfi és eggenburgi rétegeire vallanak.

A szárazföldi eredetű vörös agyag és kavics az előbbi rétegek kíséretében lép fel s azoktól külön nem választható. A térképen is egy jelölés alatt szerepelnek. Egyébként csak alárendeltbben, kisebb foltokban találjuk meg őket területünkön.

Ki kell még emelnem, hogy a rétegcsoportnak felső részében riolittufás homokköveket is találunk; mint a borsodnádasi lemezgyártól DNy-ra lévő, 386 m magassági ponttal jelölt dombon. Ezeknek a tufás homokköveknek riolittufa anyaga az első előhírnöke a későbbi nagyobb szabású vulkáni kitörésnek, az alább említendő alsó riolittufa hamuszórásnak.

A rétegcsoport előfordul: a szúcsi bányakolóniától Ny-ra és ÉNy-ra, a Baksa-tanyától D-re, a Lapuhasvölgy felső részének két oldalán, a lemezgyári völgy baloldali forrásárkaiban, a Vásárosúti völgy felső részén, a Mocsolyáspuszta táján és tőle ÉK-re, az Izrapuszta tájáig s a Szohonypuszta közelében. Továbbá egy keletibb vonulatban, a Horsói völgy mentén s a Kerekvölgytetőn, majd egy nyugatibb vonulatban, a Mocsolyásvölgy jobb oldalától a Ladánypuszta tájáig, azután Somsályfő bányateleptől Farkaslyuk bányatelepig; végül egy még nyugatibb vonulatban, Arló községtől D-re és É-ra, a Hódosvölgy jobboldalán.

Kövéletek előfordulnak benne délről észak felé haladva, a következő helyeken:

Az egykori Lipót akna közelében lévő útbevigásban egyebek mellett előfordulnak a *Diplodonta rotundata* Mont.-nak kőbelei és lenyomatai. A szúcsi bányakolóniától ÉNy-ra lévő dombgerincen, barnássárga és barnásszürke öregebbszemű homokkőben: *Maetra* cfr. *laevigata* Defr., *Capsa lacunosa* Chemn. var. *tumida* Brocc., *Pectunculus* sp., *Pecten pseudobeudanti* Dep. et Rom., *Naticina epiglottina* Lam., *Trochus (Oxystele) amedei* Brong., *Surcula* sp. és ellimonitosodott levéllenyomatok. (L.: Schrëter Z.: A borsodhevesi szén és lignit területek bányaföldtani leírása. Budapest, 1929. 20. old.)

Északkeletre, a Baksa-tanyától DNy-ra, a Baksa-völgy jobboldalán a *Crassostrea crassissima* Lam héjjaiból felépült padot látnunk; fedőjében kis foltban riolittufás homokkő következik. A 354 m-es magassági ponttól kissé DNy-ra lévő homokkő folt közelében kis natica, buccinum és maetra? kőbeleit találtam.

Szentdomonkostól ÉK-re, kb. 2.6 km-re, a Nagyberek erdőben, az új műút K-i oldaláról, a DK felől jövő mellékvölgy jobboldalán feltárt homokkőből előkerültek elég rossz kőbelek és lenyomatok

alakjában: *Cassis (Semicassis) subsulcosa* R. Hoern.-et Au., *Pyrula (Fulguroficus) burdigalensis* Defr. (?) P. (*Tudicla*) *rusticula* Bast., *Turritella terebralis* Lam. var. *gradata* Menke, *Naticina epiglotina* Lam., *Sigaretus* sp., *Oxystele* cfr. *amedei* Brong.

A 384 m-es háromszögelési ponttól ÉK-re lévő dombgerincről aprószemű kavicsból — konglomerátumból: *Pyrula (Fulguroficus) burdigalensis* Defr., var. köbele és *Turritella* sp. töredéke.

Bővebben találunk kőületeket a borsodnádasdi lemezgyártól DNY-ra, a Lapuhas-völgy legfelső forrásaitól feltárt árkokban és a közöttük lévő dombgerinceken, továbbá a völgy jobb oldalán, a 386 m-es magassági pont táján. Ezek a kőületek többnyire csak köbelek és lenyomatok alakjában maradtak vissza. Csak a pectenek, ostreák és baryspirák héjai maradtak meg épségben. Főképpen a homokkőnek riolittufás részletei tartalmaznak bővebben kőületeket. Ezek a következők:

Anadara fichteli Desh., *Pectunculus* cfr., *fichteli* Desh., *Mactra* (?) sp., *Capsa lacunosa* Chemn., *Lucina* cfr., *incrassata* Dub., *Cardium (Cerastoderma) edule* L., var. *commune* May., C. cfr., *multicostatum* Brocc., *Pecten pseudobeudanti* Dep. et Rom., *P. hornensis* Dep. et Rom., *Pyrula (Ficula) condita* Brong. P., (*Fulguroficus*) *burdigalensis* Defr. és *Baryspira glandiformis* Lam. (L. i. m. 12. old.).

A 386 m magassági pont táján a rétegek közé a *Crassostrea crassissima* Lam. teknőiből álló pad is telepszik. Tovább ÉÉK-re, a somsályi barnaszénbányában az alsó széntelep fekvőjében lévő homokkőből a *Pecten hornensis* Dep. et Rom. teknői kerültek elő. Ezeket a somsályi bányairoda gyűjteménye őrzi.

2. Alsó riolittufa.

A homokkő, kavics, stb. rétegcsoport fölött egyező dőléssel az alsó riolittufa következik. A riolittufa fehér, néha szürkésfehér kőzet, többnyire sok biotittal és kevesebb kvarccal és kisebb-nagyobb horzsakő lapillikkal. A Nagy Orom (Óbükk) hegy déli oldalán riolittombák is fordulnak elő a tufába ágyazva. (L. Schafarik F.: Adatok a mátrántúli barnaszénter. geol. alkotásához. A Szt. István Akadémia menny.-term. tud. oszt. felolvasásai, I. k., 4. sz., 1920.) Néha kavicsrétegek is telepsznek a riolittufa rétegei közé.

Az alsó riolittufát a szénteleges rétegcsoport fekvőjében találjuk. Így a riolittufa jellemző vezérlő szint. Ezzel szemben a jóval magasabb szintájbeli középső és felső riolittufák az ez évben felvett területen nem fordulnak elő.

Az alsó riolittufát megtaláljuk egy nyugatibb vonulatban, az Óbükk—Nagy Orom-hegy déli oldalán s Borsodnádasd községtől DK-re. Továbbá egy keletibb vonulatban, a Baksa-tanya, Lapuhász-völgy felső része, a lemezgyár tája, a Budaberki-pusztá, a Szekeresbükkitanya mellett és végül a Horsói-völgy mentén.

A Szekeresbükki tanya mellett előforduló riolittufába ismételtelen közbetelepszének kavics- és vörös agyagrétegek is.

Nevezetes, hogy az alsó riolittufában helyenként kőületnyomokat is találunk, amelyek arra vallanak, hogy a riolit hamuszórás részben tengerbe hullott. Az egykori Lipót-akna mellett lévő riolittufaelfordulásban *Pectunculus*, *Psammobia* és *Lucina* kőbeleket és lenyomatokat találunk.

3. A szénteleges rétegcsoport.

A szénteleges rétegcsoport a riolittufa fölött, vagy ahol ez hiányzik, a fentebb említett kavics, homokkő és vörös agyag rétegcsoport fölött következik. Kőzetei: uralkodólag finomszemű, sárga homok és alig összeálló homokkövek és márgás, puha homokkövek. Ebbe a rétegösszletbe két-három szénteleg telepszik, amelyek ma Somsályon, Somsályfőn és Farkaslyukon élénk bányászat tárgyai. Főképen a szénteleg fedőjében 2—4 m vastag kvarckavics rétegek telepszének. A homok és kvarckavics rétegek a szénteleg fedőjében gyakran bőven tartalmaznak kőületeket. Ilyenek a *Hemitapes declivis* Schaff. és *Cerastoderma* sp. Somsályfőn az agyagos fedőrétegekben gyakori a *Mytilus haidingeri* M. Hörn kagylófaj.

A szénteleges rétegösszlet egy nyugatibb vonulatban s egymástól vetődésekkel elválasztott keleti vonulatokban fordul elő. A nyugati vonulat az Óbükk—Nagyorom vonulat táján kezdődik és felhúzódik Borsodnádasd, Járdánháza, Arló, Somsály és Karubánya tájára.

A keletibb vonulatok nyugatibbja Somsályfő bányateleg táján van meg, majd egy nagy vetődésen túl, KDK-re a következő vonulat húzódik, amely a Baksa-tanya táján kezdődik s felhúzódik ÉÉK-re a nádasdi lemezgyár tájára, majd a Budaberki-pusztá, Szekeresbükkitanya, Szohony-pusztá s végül a Farkaslyuk-bányateleg tájára.

A legkeletibb vonulat a Nagy Horsó-tető tájáról ÉÉK-re a Csernely felé irányuló völgyek felső részei mentén terül el.

4. *Corbulás-cardiumos homokkő és homok.*

A széntelepes rétegcsoport fedőjében folytatólagosan is homok és homokkő rétegek váltakozásából álló rétegösszlet következik, amelynek egyes rétegeiben a *Varicorbula gibba* Ol. kőbelei és lenyomatai fordulnak elő, néha igen nagy számban. Ezenkívül *Cardium* sp. és *Turritella turris* B a s t. kőbeleit és lenyomatait is találhatjuk benne, de jóval gyérebben.

A corbulás-cardiumos rétegösszlet előfordul a nyugatibb vonulatban Borsodnadasdtól DNy-ra, a Nagyorom táján, a Rónabükki-völgy jobboldalán, a régi Mocsolyási-aknától É-ra, Arlótól K-re, kb. 1 km-re, a Csehó-völgy jobboldalán s a somsályi aknától É-ra. A keletibb vonulatban csak alárendelten találjuk ennek a csoportnak nyomait. Így a Rónabükkön, a nádasi lemezgyártól D-re, a Somsályfő-hegytől DK-re, a Hétesfőtől K-re s a Csigahajas dűlőtől ÉK-re találjuk meg kövületekkel jellemzett kibuvásait.

5. *A chlamysos rétegcsoport.*

A corbulás rétegcsoport fedőjében kövületekkel igen jól jellemzett, homokból, homokkőből és alárendeltebben szürke agyagból és agyagmárgából álló rétegösszlet következik, amelynek a homokos rétegeiben a *Chlamys opercularis* L. var. *hevesiensis* fordul elő, többnyire nagy számban. Ezt az aránylag magas szintájú rétegösszletet csak egészen alárendelten, a Baksa-tanya táján és a nádasi lemezgyártól DK-re, a Megyehegy felé felvezető országút nagy kanyarulatai mentén tudtam térképezni.

b) Középső miocén. Tortónai emelet

1. *Fehér és fehéresszürke homokos agyag és homokos lajtamészke.*

Csernely községtől DNy-ra, az Uszófő gerincén, egy nagy ÉÉK—DDNy-i vetődés mentén egymás mellé kerültek az aránylag nem nagyon magas szénfedő rétegek és a tortónai emeletbeli fehéresszürke agyag és homokos lajtamészke rétegei. A bejárt területen azonban csak igen kis területen bukkannak ki rétegeik.

c) Felső miocén, szarmata emeletbeli képződmények.

A középső miocén képződményei fölött az Uszófő gerincen kis területen kövületmentes szürke agyagmárgát, homokkövet és kvarc-kavicsot találunk, amely a keletebre elterülő, nagyobb kiterjedésű szárazföldi eredetű szarmata képződmények nyúlványa.

III. PLEISZTOCÉN.

A pleisztocén képződményei a különböző harmadkori lerakódások fölött képződött málladék anyagok. Főleg a homokból és homokkőből felépült területek fölött, néha tetemes vastagságú homok málladék fekszik. A külszínen többnyire erdei barnaföld jelentkezik. Valódi lösz azonban nem találunk. Feltűnő, hogy kavicspárkánysíkok nem kísérik a nagyobb patak völgyeket.

IV. HOLOCÉN.

A nagyobb völgyekben keskenyebb-szélesebb síkokat találunk, amelyeket a mai patakok homokos, iszapos hordalékai töltöttek fel. Ilyenek a Nádasdi, Óbükki, Rónabükki völgyek, a Hódos, vagy Arlói-patak völgye és ennek jobboldali mellékvölgyei, mint a Mocsolyás, az Izra, Szohony, Csahó, Somsályi és Farkaslyuki völgyek. Egyes völgyek rendkívül vízenyősek, mint a Remete-völgy s az Izra-völgy alsó része. Felemlítendő, hogy Arlótól DK-re, a Szohony-völgy alsó része, a völgy jobboldalán történt tekintélyes hegyomlás következtében elgátolódott s az omladékát mögött tó képződött.

A SZERKEZET. (TEKTONIKA.)

A bejárt terület az oligocén és miocén üledékes képződményeiből épült fel, amelyekhez csak alárendelten csatlakoznak az alsó miocén vulkáni kitörések tufái. Mint már előző évi jelentéseimben részletesebben kifejtettem, az oligocén és miocén rétegcsoportok között észrevehető hézag, határ van. Ennek magyarázata az, hogy az oligocén rétegcsoportok az oligocén végén enyhén meggyűrődtek és vetődtek. (Stille szavai gyűrődési fázisa.) Az alsó miocén legalsó rétegcsoportja: az első sekélyvízi tengeri transzgressziós képződmények, amelyeket szárazföldi rétegek is kísérnek, nemcsak a legma-

gasabb oligocén rétegek fölött, hanem a legalsó, legmélyebb oligocén réteggöszletek fölött egyaránt előfordulhatnak. Ezt az ez évi földtani felvételeim is megerősítették.

Az oligocén képződményekbe Borsodnádastól ÉÉK-re, Járdánháza, Arló, Somsálybánya és Karubánya irányában, kb. 10 km hosszúságban alsó miocén képződményekből álló levetődött lépcső ékelődik, KDK felé lejtő rétegekkel. Ez a sáv a bejárt területen az oligocén képződményeket két részre különíti el. A keleti területen az oligocén képződményei úgyszólván kivétel nélkül KDK-re, vagy DK-re dülnek, 5—22° szög alatt. Tehát itt a rétegek átfordulását, vagyis boltozatot, nem észleltem. A keleti oligocén területet csakis ÉÉK—DDNy-i vetődések szeldelhetik, amelyek párhuzamosan haladhatnak a miocén terület vetődéseivel, de amelyek az egyforma kifejlődésű agyagos-homokos képződményekből felépült területen ki nem mutathatók.

Jól észlelhetők ellenben a külszínen is az ÉÉK—DDNy-i irányú vetődések a keletebbre eső, alsó miocén képződményekből felépült területen, ahol ezenkívül még a barnaszénbányászat is megállapította jelenlétüket. Az egyes hosszanti vetődésekkel határolt táblák rétegeinek dőlése általában KDK-i, 5—10°. A vetődések lépcsős vetődések, amelyek KDK felé haladva újból és újból felhozzák a mélyebb réteggöszleteket. Ilyen nagyobb vetődés a Farkaslyuk-bányateleptől a Vermesorma-hegyen s az Izra-pusztán át a Mocsolyás-pusztá felé húzódik. A keletibb vetődés a Farkaslyuk-bányateleptől a Csigahajason és Kerekvölgy-tetőn át a Tárca-pusztá felé vonul. Tovább, keletebbre a somsályfői szénbányászat egy újabb vetődés jelenlétét állapította meg, amely nagyjából a csernelyi szénsavas forrásnak (csevicének) csap.

Míg az eddig említett vetődések sikja NyÉNy felé lejt, addig azoktól KDK-re, az Uszófő gerince táján húzódó, kb. hasonló irányú vetődés KDK felé veti le az aránylag magas rétegcsoportokat. Itt egymás mellé kerültek az alsó miocén szénfedő rétegek a tortónai emeletbeli agyagokkal, lajtamészkövekkel és ezeken fekvő szarmata képződményekkel. Tehát ezen a területen sem az oligocén, sem a miocén képződményeken a rétegek ellenkező irányú dőlése ki nem mutatható, boltozat meg nem állapítható. Itt csakis a lépcsős vetődéses szerkezet uralkodik.

Az említett Borsodnádast—Arló—Karubányai alsómiocén vonulatot is, úgy a KDK-i mint a NyÉNy-i oldalán nagy ÉÉK—DDNy-i irányú vetődések határolják. Ettől a vonulattól Ny-ra az oligocén-

rétegek uralkodólag szintén KDK-i lejtésűek. Csak Arló és Hódoscsépány között találunk kb. 1—2 km hosszban ellenkező irányú döléseket a magasabb oligocén rétegeken, aminek jelentőséget egyelőre még nem tulajdonítok. Hódoscsépány táján ÉÉK—DDNy-i tektonikai vonal mentén kibukkan a legfelsőbb oligocén durvaszemű homokkő, amelynek Ny felé, az arlói völgy mentén, nagy vetődés szab határt. Ezen a tájon az aránylag mély középső oligocén felső tagja és az aránylag magas felső oligocén legmagasabb része kerül egymás mellé.

A délibb területen azonban már eltérő, de csak nagyjából értelmezhető viszonyokat találunk. Borsodnádastól K-re, a Vásárosúti völgyben és DK-re, a Karácsonyhegy árkaiban, továbbá a lemezgyári völgy árkaiban, tehát az itteni keletibb területeken, nagyjából KDK-i, vagy DK-i döléseket mérhetünk az oligocén rétegeken. Ellenben Tarnalelesz és Szentdomonkos táján, a Nagyverő-erdőben s az Óbikk-völgy baloldalán már nagyjából ÉNy-i döléseket találunk, ugyancsak az oligocén rétegeken. Vagyis itt már az oligocén rétegek átfordulása kétségtelen. Figyelembe veendő azonban, hogy az átfordulás táján az alsó miocén rétegcsoportok fedik az oligocén üledékeket; de az ellentétes irányú dölések ezeken is kimutathatók. A képet azonban az ide is áthúzódó vetődések megzavarják. Az oligocén rétegeknek boltozatban való átfordulását csak egy helyen, a Disznászó-malomtól Ny-ra látjuk, amely kb. a DNy-abbra megállapított kerekaszói boltozat folytatásába esik.

A fentiekből az is kiderül, amit már különben az előző évemben közölt jelentéseimben is leszögeztem, hogy medenceterületünkön fiatalabb, nevezetesen a középső miocén után bekövetkezett gyűrődési és törési szakasz is volt, amely az oligocén, és miocén üledékeket együttesen újból megmozgatta. Ez nem felel meg pontosan *Stille* egyik hegyképződési időszakának sem.

Gyakorlati nézőpontból tehát fontos, hogy az oligocén rétegeknek boltozatszerű átfordulása sejthető területünkön; de ezen kívül nagy fontosságúak az oligocén és miocén képződményeket átszelő ÉÉK—DDNy-i irányú vetődések. Úgy a boltozat, mint a lépcsős vetődések, kedvező esetben, kőolaj vagy földgáz gyűjtők lehetnek.

Ennek a lehetőségére reményt nyújt az a körülmény, hogy területünkön szénsavas, kénhidrogénes, sőt kőolajszagot eláruló forrás van Csarnely községtől kissé Ny-ra, valamint az, hogy a szekeresbükki — ma már megszűnt — táró kihajtásakor szénsavas vizet

fakasztottak, sőt széndioxyd-gáz is nyomult a táróba. Ezek a nyomok tehát, mint a kőolaj és földigáz területek jellegzetes kísérői, teljes figyelmet érdemelnek a leendő kőolajkutatások nézőpontjából.

A csernelyi kőolajnyomot is tartalmazó forrás már régóta ismeretes. Már *Wachtel D.* felemlíti (*Ungarns Kurorte und Mineralquellen* 1859. pag. 167.), hogy a csernelyi savanyúvíz kevés naftát tartalmaz. *Hunfalvy János* (*A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása*. 1865., 158. old.) mint gyantás, égvényes savanyúvizet sorolja fel. *Ferenczi István* is megemlékszik róla (*Bányászati és Kohászati Lapok* LXVIII. k. 1935. évf. 129. old.) s az említett szerzők adatait közli. A forrást megvizsgálva gyenge szén-savas víznek találtam, amelyben kénhidrogén-szag és kőolaj-íz is gyengén érezhető volt. Hőfokát 1939 szeptember 20-án 10 C°-nak mértem. Báriumkloriddal, majd külön ezüstnitráttal kezelve, a forrásvízen észrevehető zavarodást nem észleltem, tehát ügylátszik, sem kloridok, sem szulfátok nincsenek benne észrevehető mennyiségben. A forrás valószínűleg egy mélyebbre, az oligocén képződményekbe is lenyúló hasadékon fakad fel, a Horszói-völgy áradmányos területén, tehát a talajvíz meglehetősen felhigítja.

A Mocsolyás-tanya közelében lévő egykori, keletre haladó szekeresbükki táró elején feltárt alsó riolittufa É—D-i irányú hasadékból szénsavas víz fakadt. A táróban keletebbre, kb. 841 m távolságban a táró szájától vetődéshez értek. Ezen túl barlangszerű, iszappal telt üregbe jutottak, amelyből az ózdi bányagazgatóság szerint hihetetlen nagy nyomás mellett sok víz és szénsavgáz tört elő. (*L. Schreter Z.: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek*, 1929. 74. old.) Ez a továbbhaladást meggátolta. Felelitem még végül, hogy az ózdi bányagazgatóság közlése szerint a borsodnadasdi lemezgyártól kissé DK-re, egy 226 m mély fúrásból felszökő szénsavas vizet nyerték. (L. a térképvázlatot.)

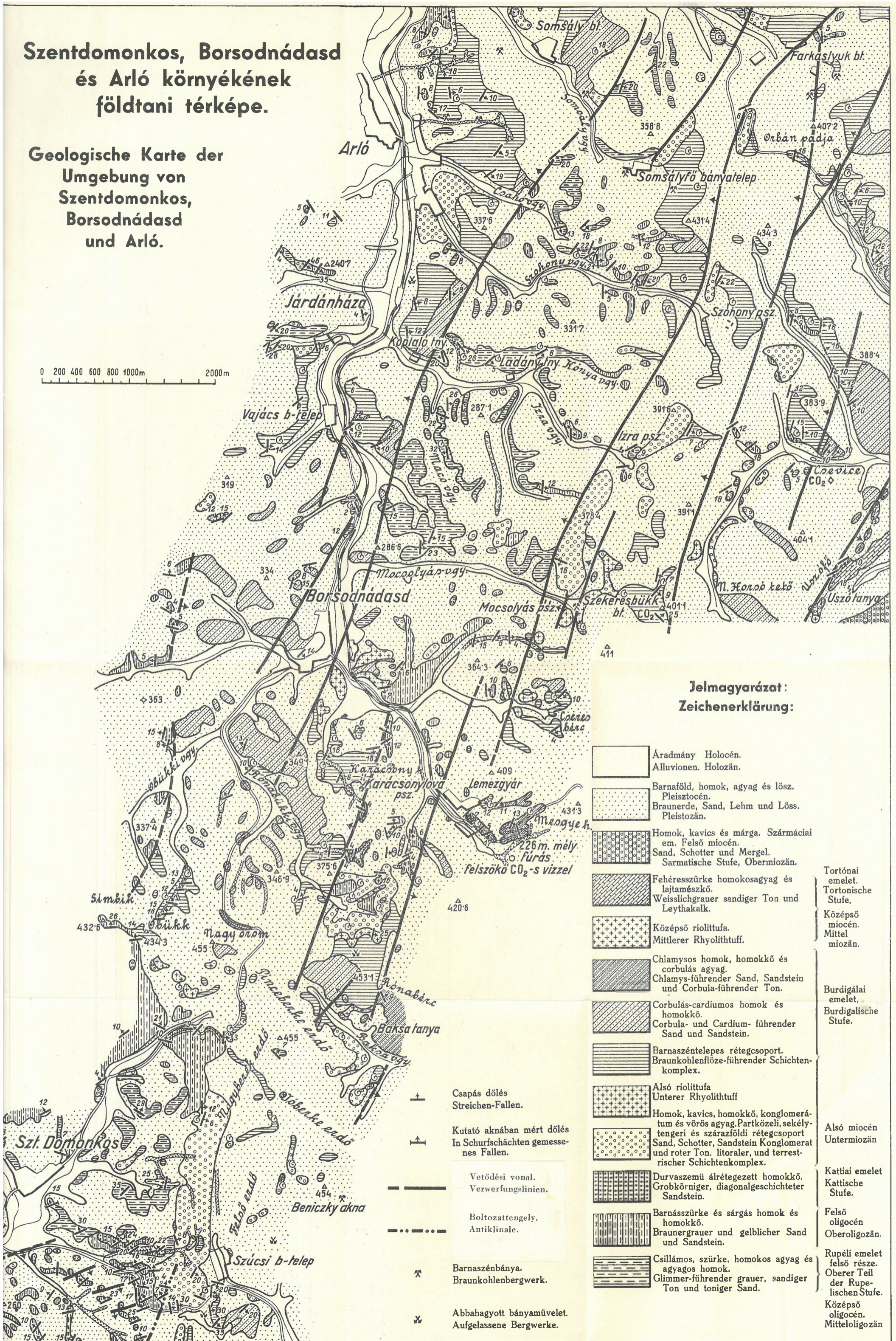
Figyelemreméltó azonban, hogy az említett kőolajindikációk *nem közvetlenül az oligocén rétegekből, hanem az alsó miocén rétegekből, illetve az alsó miocén rétegeket átszelő hosszanti vetődések hasadékaiból szállanak fel.*

Tehát ebből az következik, hogy a kőolaj- és földigáz kutatás nézőpontjából végzett földtani felvételeknél a miocén üledékekből felépült medenceterületeket nem ajánlatos elhanyagolnunk, mert a miocénképződmények területén végzett kutatások is eredménnyel kecsegtethetnek.

Szentdomonkos, Borsodnádásd és Arló környékének földtani térképe.

Geologische Karte der Umgebung von Szentdomonkos, Borsodnádásd und Arló.

0 200 400 600 800 1000m 2000m



Jelmagyarázat: Zeichenerklärung:

- | | | |
|--|---|---|
| | Aradmány Holocén.
Alluvionen. Holozán. | |
| | Barnaföld, homok, agyag és lösz.
Pleisztocén.
Braunerde, Sand, Lehm und Löss.
Pleistozán. | |
| | Homok, kavics és márga. Szármáciai em. Felső miocén.
Sand, Schotter und Mergel.
Sarmatische Stufe, Obermiozán. | |
| | Fehéresszürke homokosagyag és lajtamészke.
Weisslichgrauer sandiger Ton und Leythakalk. | Tortonai emelet.
Tortonische Stufe. |
| | Középső riolitúfa.
Mittlerer Rhyolithuff. | Középső miocén.
Mittel miozán. |
| | Chlamysos homok, homokkő és corbulás agyag.
Chlamys-führender Sand, Sandstein und Corbula-führender Ton. | Burdigálai emelet,
Burdigalische Stufe. |
| | Corbulás-cardiumos homok és homokkő.
Corbula- und Cardium-führender Sand und Sandstein. | |
| | Barnaszénteleges rétegsoport.
Braunkohlenflöze-führender Schichtenkomplex. | |
| | Alsó riolitúfa
Unterer Rhyolithuff | |
| | Homok, kavics, homokkő, konglomerátum és vörös agyag. Partközeli, sekélytengeri és szárazföldi rétegsoport Sand, Schotter, Sandstein Konglomerat und roter Ton. litoraler, und terrestrischer Schichtenkomplex. | Alsó miocén
Untermiozán |
| | Durvaszemű alrétegzett homokkő.
Grobkörniger, diagonalgeschichteter Sandstein. | Kattiai emelet
Kattische Stufe. |
| | Barnászürke és sárgás homok és homokkő.
Braunergrauer und gelblicher Sand und Sandstein. | Felső oligocén
Oberoligozán. |
| | Csilámos, szürke, homokos agyag és agyagos homok.
Glimmer-führender grauer, sandiger Ton und toniger Sand. | Rupéli emelet felső része.
Oberer Teil der Rupelischen Stufe.
Középső oligocén.
Mitteloligozán |

- Csapás dőlés
Streichen-Fallen.
- Kutató aknában mért dőlés
In Schurfschichten gemessenes Fallen.
- Vetődési vonal.
Verwerfungslinien.
- Boltozattengely.
Antiklinale.
- Barnaszénbánya.
Braunkohlenbergwerk.
- Abbahagyott bányamüvelet.
Aufgelassene Bergwerke.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSSE DER UMGEBUNG VON BORSODNÁDASD UND ARLÓ.

(Bericht über die praktischen geologischen Aufnahmen des Jahres 1939)

Von Dr. Zoltán Schréter.

Im Auftrage der Direktion der Staatl. ung. Geologischen Anstalt setzte ich meine, im Jahre 1936 unterbrochenen, geologischen Aufnahmen im Nordteil des Komitates Heves und im anschliessenden Teil des Komitates Borsod im Allgemeinen auf dem N-lich von Pétervására, gelegenen Gebiet fort. Meine Arbeitszeit betrug anderthalb Monate. Als Hilfskraft war mir der dipl. Mittelschullehrer Dr. Johann Tomor zugeteilt.

Nachdem Dr. Tomor während zwei Wochen mit den geologischen Bildungen und Horizonten des Gebietes bekannt wurde, arbeitete er auf einem separierten Gebiet weiter und berichtet über seine Aufnahmen getrennt. Im Verlaufe der heurigen Aufnahmen habe ich jene Gebiete mit besonderer Sorgfalt kartiert, auf denen sich die Bildungen des unteren Miozän auf die oligozänen Sedimente lagern, oder sich mit diesem entlang von Verwerfungen berühren. Die Trennung dieser geologischen Bildungen bildet nämlich oft eine schwere Aufgabe.

Auf diese Weise wurde die Verbindung mit dem von Dr. Franz Szentes kartierten Gebiet hergestellt. Im weiteren Verlauf meiner Forschungen war es uns möglich. Schächten zur Erforschung der Tektonik abzuteufen, wobei aber Dr. Tomor die selbständige Kartierung fortsetzte.

Das vom 14. August bis 30 September 1939 kartierte Gebiet umfasst von S gegen N fortschreitend die Gemarkungen folgender Gemeinden: Tarnaleesz, Szentdomonkos, Borsodnádásd, Járdánháza, Arló und Hódoscsépany. Die Westgrenze des von mir kartierten Gebietes zwischen Hódoscsépany und Járdánháza bildet das Tal

des Hódos- oder Arlóer Baches. SSW-lich Járdánháza springt die Grenze aber mehr gegen W vor und verläuft ungefähr in der Linie Vajács padja, Szöllőbérctető, Óbikkhagy und Tipászopuszta.

Die geologischen Bildungen des begangenen Gebietes sind folgende:

I. OLIGOZÄN.

1. Mitteloligozän. Oberstes Glied der rupelischen Stufe.

Den unteren Teil des Mitteloligozän bildet Kiszeller Ton, der auf meinem Aufnahmegebiet nirgends an die Oberfläche gelangt. Im oberen Teil der rupelischen Stufe des Mitteloligozän gehören grauer, glimmeriger sandiger Ton, sandiger Tonmergel und toniger Sand. Zwischen seine Schichten lagern sich auch graugelblicher Sand- und Sandsteinschichten, die von den Sandsteinen des unteren Teiles des Oberoligozän nicht unterschieden werden können.

Die Bildungen dieser Schichtengruppe kommen auf der Oberfläche O-lich und NO-lich Szentdomonkos, NO-lich Borsodnásasd, entlang der Täler Mocsolyás, Izra und Kónya, W-lich Járdánháza, beiderseits des Szohony-, Csahó- und Somsály-Tales, wo wir verhältnismässig gute Aufschlüsse antreffen vor. N-lich des Mocsolyás-Tales bilden sie einen zwischen untermiozäne Züge eingekeilten und längs eines Verwerfung gehobenen Höhenzug.

Diese Schichtengruppe enthält auch Fossilien, doch sind diese nur selten und dann auch schlecht erhalten. Sie deuten im Allgemeinen auf die rupelische Stufe. Fundstellen von Fossilien waren folgende:

Ungefähr 2 km SO-lich Járdánháza aus dem im Macótal abgeteufte Schurfschacht: *Pinna* cfr. *semiradiata* Koen. in bruchstückweise erhaltenen Exemplaren. Aus dem Schurfschacht auf der rechten Seite des Kónya—Izra-Tales: *Tellina* sp. Aus 1.4 m Tiefe des O-lich der Koplalótanya (etwas O-lich Járdánháza) abgeteufte Schurfschachtes *Tellina* sp. deren Umrisse an *Tellina nysti* Desh. erinnern, ferner eine *Solenomya* sp. die der Schlier-Art *Solenomya doderleini* äusserstähnlich ist, ausserdem noch eine *Lucina* sp. Aus dem losen Sandstein des an der rechten Seite des Kónyatales abgeteufte Schurfschachtes die vorerwähnte *Tellina*, welche *nysti* ähnelt. Die gleiche Form fanden wir auch in dem grauen Sandstein des WNW-lich der Ladányi-tanya abgeteufte Schurfschachtes. Ungefähr 2 km SO-lich Arló kamen auf dem niedrigen vom Szohony

ins Csahó-Tal führenden Pass, in der Nähe der Kote 249, die Arten *Tellina* sp. und *Lucina* sp. sowie *Nucula sulcifera* Koen. zu Tage. An Hang der Kote 331.7 m, im Szohony-Tal, kamen aus einem Schurfschacht die Arten *Lucina* sp. und *Tellina* sp. zu Tage.

Etwas S-lich der Einmündung des Razaly-Tales in die linke Seite des Arló-Tales fanden wir in einem Schurfschacht *Pinna* cfr. *semiradiata* Koen., *Tellina* cfr. *nysti* Desh., *Lucina* sp., *Entolium corneus* Sow. und *Schizaster* cfr. *acuminatus* Goldf. In dem am SO-Hang des Jászótető, W-lich Hódoscsépany abgeteuften Schurfschacht: *Lucina* sp., *Nucula sulcifera* Koen., *Entolium corneus* Sow. und *Schizaster acuminatus* Goldf. Im Schurfschacht etwas NW-lich Felső Gubonnapuszta fanden sich: *Lucina* sp., *Corbula* cfr. *descendens* Koen., *Nucula sulcifera* Koen., *Turritella* sp. Bruchstück. *Tellina* sp., und *Schizaster acuminatus* Goldf.

2. Oberoligozän. Kattische Stufe.

a) Unteres Glied. Mergeliger Sandstein und Sand.

Die herrschenden Gesteine dieser Schichtengruppe sind mergeliger Sandstein und Sand. In einzelnen Schichten sind ziemlich häufig Glaukonitkörner zugegen. Die Schichtengruppe folgt konkordant auf die, in den oberen Teil der rupelischen Stufe gereihten Schichten, aus denen sie sich unmerklich, stetig entwickelt, weshalb zumeist keine scharfe Grenze zwischen beiden vorhanden ist. In dieser Schichtengruppe fand ich keine Fossilien.

Die Schichtengruppe tritt an folgenden Stellen auf:

NO-lich Szentdomonkos am Nagyverőhegy, im Nagyberek-Wald, auf der rechten Seite des Lapuhas-Tales SO-lich Borsodnádásd, auf der rechten Seite des Vásárosüt-Tales, in dem oberen Teil des Mocsolyás-, Kónya- und Szohony-Tales, sowie der Seitentäler, im Ostteil des zwischen den oben erwähnten miozänen Bildungen gegen NNO streichenden oligozänen Streifens. Ferner N-lich Arló, auf der rechten Seite des Arlóer Haupttales. W-lich des westlichen untermiozänen Zuges.

b) Oberes Glied. Grobkörniger, diagonalgeschichteter Sandstein und Sand.

Auf die Schichtengruppe des mergeligen Sandsteines und Sandes folgt konkordanter diagonalgeschichteter Sandstein und Sand.

Diese Schichtengruppe besitzt mehr gegen SW, in der Umgebung von Istenmezeje, Váraszó, Ivád und Nádujfalu usw. grössere Ausdehnung. Auf dem jetzt kartierten Gebiet besitzt sie nur untergeordnete Bedeutung. So kommt sie hier SO-lich Hódossépany, an beiden Seiten des unteren Teiles des Somsály-Tales, sowie in den rechtseitigen Seitengraben des unteren Talabschnittes vor. Hier bildet der grobkörnige Sandstein und Sand kahle und steile Hügellehnen. Aus den loseren Sand- und Sandsteinschichten wittern härtere Sandsteinlinsen und Bänke aus.

II. MIOZÄN.

a) Unteres Miozän. Burdigalische Stufe.

Die ersten Bildungen des unteren Miozän lagern sich diskordant über die oligozänen Bildungen, welche letztere im Nacholigozän Rindenbewegungen, wahrscheinlich einer gelinden Faltung und darauffolgenden Denudation unterworfen waren. Wenn wir das Aquitan dem Kattian gleichsetzen, können wir die untersten Bildungen der burdigalischen Stufe an Hand der Fossilien von der oligozänen Sedimentenserie trennen.

Die in den untersten hiesigen miozänen Schichten vorkommenden Fossilien stimmen mit jenen, die für die verhältnismässig höheren Horizonte der ausseralpinen, österreichischen (Horner und Eggenburger) Becken charakteristischen Schichtenserien der Gauderndorfer und Eggenburger Schichten überein. Die tieferen, den sogenannten Molter und Loibersdorfer Schichten entsprechende Fauna führenden Sedimente haben sich hier nicht entwickelt. Ich bemerke, dass die letzteren beziehungsweise durch einzelne Autoren bloss die Molter Schichten als aquitanische bezeichnet werden, was nach obigem bedeuten würde, dass sie dem oberen Oligozän angehören.

Die Schichtengruppen der burdigalischen Stufe sind auf unserem Gebiet folgende.

1. Sandstein des seichten Meeres, beziehungsweise ufernaher Sandstein, Sand, Schotter, Konglomerat und terrestrischer roter Ton.

Die ersten Transgressionsbildungen des unteren Miozän sind auf dem Gebiet ziemlich verbreitet. Diese sind folgende: Sand,

Sandstein, Schotter und Konglomerat, welche Schichten ganz litoralen und Seichtmeer-Charakter besitzen.

Unter den Schotterkörnern herrschen dunklere Tonschiefer und Sandsteinschotter vor, doch enthalten diese auch weisse und bunte Quarzschotter. Der Sandstein ähnelt stark einzelnen oberoligozänen Sandsteinen, so dass er leicht mit diesen verwechselt werden kann. Auch in diesen Sandsteinen sind die Glaukonitkörner häufig. Wichtig ist indessen, dass in diesen Sandsteinen Fossilbruchstücke, ziemlich gut erhaltene Fossilien, manchmal aber bloss Steinkerne und Abdrücke gefunden wurden, die auf die Eggenburger Schichten des Burdigal deuten.

Der terrestrische Rotton, und Schotter tritt in Begleitung vorgenannter Schichten auf und kann von diesen nicht getrennt werden. Sie erscheinen auf der Karte auch unter der gleichen Zeichen. Im übrigen finden wir sie auf unserem Gebiet nur ganz untergeordnet, in einzelnen kleinen Flecken.

Ich muss noch hervorheben, dass wir im oberen Teil dieser Schichtengruppe auch Rhyolithuff-hältige Sandsteine gefunden haben, wie beispielweise auf dem mit der Kote 386 bezeichnete Hügel SW-lich der Borsodnádaser Blechfabrik. Das Rhyolithuffmaterial dieser tuffigen Sandsteine ist der erste Vorbote der späteren grösseren Vulkanausbrüche und der noch weiter unten zu erwähnender unteren Rhyolithuff-Aschenstreuung.

Die Schichtengruppe kommt an folgenden Stellen vor: W-lich und NW-lich der Bergwerkskolonie von Szúcs, an beiden Seiten des oberen Teiles des Lapuhas-Tales, S-lich Baksatanya, in der linksseitigen Quellgräben des Tales der Blechfabrik, im oberen Teil des Vásárosút-Tales, in der Gegend von Mocsolyáspuszta und NNO-lich davon, bis in die Gegend von Izrapuszta, sowie in der Nähe von Szohonypuszta. Ferner in einem östlicheren Zug, entlang des Horsó-Tales am Kerekvölgytető. Dann in einem westlicheren Zug von der rechten Seite des Mocsolyás-Tales bis in die Gegend von Ladánypuszta, ferner von der Bergwerkskolonie Somsályfő bis zur Bergwerkskolonie Farkaslyuk. Endlich in einem noch weiter westlich gelegenen Zug N-lich und S-lich der Gemeinde Arló an der rechten Seite des Hódostales.

Von S gegen N fortschreitend sind an folgenden Stellen Fossilien gefunden worden:

In dem Strasseneinschnitt neben dem ehemaligen Leopold-Schacht kommen unter anderen Steinkerne und Abdrücke von

Diplodonta rotundata Mont. vor. Am NW-lich der Bergwerkskolonie von Szücs streichenden Hügelrücken, in bräunlichgelben und bräunlichgrauen grobkörnigem Sandstein: *Maetra* cfr. *laevigata* Defr., *Capsa lacunosa* Chemn. var. *tumida* Brocc., *Pectunculus* sp., *Pecten psedobeudanti* Dep. et Rom., *Naticina epiglottina* Lam., *Trochus (Oxysteles) amedei* Brong., *Surcula* sp., und limonitüberzogene Blattabdrücke. (Siehe Z. Schrëter: Die montangeologische Beschreibung der Borsod-Heveser Kohlen- und Lignitgebiete. Bpest. 1929. Seite 20.)

Weiter gegen NO finden wir, SW-lich Baksatanya in der rechten Seite des Baksa-Tales eine aus den Schalen von *Crassostrea crassissima* Lam. aufgebaute Bank, in deren Hangenden in einem kleinen Fleck rhyolithuffhaltiger Sandstein folgt. In den Gesteinen des kleinen Sandsteinfleckens etwas SW-lich der Kote 354 m fand ich die Steinkerne von kleinen *Natica*, *Buccinum* und *Maetra* (?).

Ungefähr 2.6 km NO-lich Szentdomonkos kamen aus der Ostseite der neuerschlossenen Landstrasse, sowie aus dem an der rechten Talseite des von SO kommenden Seitentales erschlossenen Sandstein, schlecht erhaltenen Steinkerne und Abdrücke von *Cassia (Semicassia) subsulcosa* R. Hoern. et Au., *Pyrula (Fulguroficus) burdigalensis* Defr. (?), *Pyrula (Tudicla) rusticula* Bast., *Turritella terebralis* Lam. var. *gradata* Menke, *Naticina epiglottina* Lam., *Sigaretus* sp., *Oxysteles* cfr. *amedei* Brong. zum Vorschein.

Aus feinkörnigem Schotter und Konglomerat am Hügelrücken NO-lich der Kote 384 m kam ein Steinkern von *Pyrula (Fulguroficus) burdigalensis* Defr. var. und ein Bruchstück von *Turritella* sp. zu Tage.

Reichlicher erweisen sich die Fossilienfunde SW-lich der erwähnten Blechfabrik von Borsodnádásd in den von den obersten Quelladern des Lapuhastales erschlossenen Gräben und den dazwischen liegenden Hügelkämmen, weiters auf der rechten Talseite in der Gegend der Kote 386 m. Diese Fossilien sind meistens bloss als Steinkerne und Abdrücke übriggeblieben. Nur die Schalen der *Pectene*, *Ostreen* und *Baryspiren* sind gut erhalten geblieben. Die Rhyolithuff enthaltenden Teile des Sandsteines enthalten reichlicher Fossilien. Diese sind folgende:

Anadara fichteli Desh., *Pectunculus* cfr. *fichteli* Desh., *Maetra* (?) sp. *Capsa lacunosa* Chemn., *Lucina* cfr. *incrassata* Dub., *Cardium (Cerastoderma) edule* L. var. *commune* May., *C.*

cfr. *multicostatum* Brocc., *Pecten pseudobeudanti* Dep. et Rom., *P. hornensis* Dep. et Rom., *Pyrula (Ficula) condita* Brong., *P. (Fulguroficus) burdigalensis* Defr., und *Baryspira glandiformis* Lam. (Siehe S. 12 der zitierten Arbeit.)

In der Gegend der Kote 386 m lagert sich eine aus den Schalen von *Crassostrea crassissima* Lam. bestehende Bank zwischen die Schichten. Aus dem im Liegenden des unteren Kohlenflözes der Braunkohlengrube von Somsály vorkommenden Sandstein kamen die Schalen von *Pecten hornensis* Dep. et Rom. zu Tage. Diese werden in der Sammlung der Werkskanzlei von Somsály aufbewahrt.

2. Unterer Rhyolithtuff.

Auf die Sandstein, Schotter usw. enthaltende Schichtengruppe folgt mit übereinstimmendem Lagerung der unterer Rhyolithtuff. Er bildet ein weisses, stellenweise graulichweisses Gestein mit meist viel Biotit und weniger Quarz, und veretzelten kleineren und grösseren Bimssteinlapillis. An der Südseite des Nagyorom-(Óbükk)hegy kommen auch in den Tuff gebettete Rhyolithbomben vor. (Siehe Schafarik: Beiträge zum geol. Aufbau der Braunkohlengebiete jenseits der Mátra. Vortr. der math.-naturwiss. Abteilung der Szt. István-Akademie, Bd. I. Nr. 4, 1920.) Vereinzelt sind auch Schotterschichten zwischen die Rhyolithtuffschichten gelagert.

Wir finden den unteren Rhyolithtuff im Liegenden der kohlenflöz führenden Schichtengruppe. So ist der Rhyolithtuff ein charakteristischer Leithorizont. Hingegen kommen die wesentlich höheren Horizonten angehörenden mittleren und oberen Rhyolithtuffe auf dem heuer kartierten Gebiet nicht vor.

Den unteren Rhyolithtuff finden wir in einem westlicheren Zug an der Südseite des Óbükk-Nagyoromhegy und SO-lich der Gemeinde Borsodnádásd. Ferner in einem östlicheren Zuge neben Baksatanya, oberer Teil des Lapuhastales, Umgebung der Blechfabrik, Budaberkipuszta, Szekeresbükki-tanya und schliesslich entlang des Horsóer Tales.

In dem neben Szekeresbükki-tanya vorkommenden Rhyolithtuff sind wiederholt Schotter- und Rottenschichten eingelagert.

Es ist bezeichnend, dass wir im unteren Rhyolithtuff stellenweise Fossilienspuren gefunden haben, was darauf deutet, dass

der Rhyolithaschenregen zum Teil in Meer fiel. In dem Rhyolithuffvorkommen neben dem einstigen Lepoldschacht fanden wir Abdrücke und Steinkerne von *Pectunculus*, *Psammobia* und *Lucina*.

3. Kohlenflöz führende Schichtengruppe.

Diese Schichtengruppe liegt über dem Rhyolithuff, oder, wo dieser fehlt, auf der schon erwähnten Schotter-, Sandstein- und Rottenschichtengruppe. Ihre Gesteine sind: vorherrschend gelber Sand, kaum gebundene Sandsteine und mergelige weiche Sandsteine. In diese Schichtenserie sind zwei-drei Kohlenflöze eingebettet, die heute in Somsály, Somsályfő und Farkaslyuk den Gegenstand des Aubbaues bilden. Hauptsächlich in Hangenden der Kohlenlager sind 2—4 m mächtige Quarzschotter-schichten gelagert. Die im Hagenden der Kohlenflöz befindlichen Sand und Quarzschotter-schichten enthalten häufig und reichlich Fossilien. Solche sind *Hemitapes declivis* Schaff. und *Cerastoderma* sp. In den tonigen Hangendschichten von Somsályfő ist die Muschelart *Mytilus haidingeri* M. Hörn. häufig.

Die kohlenflözhältige Schichtenserie tritt in einem westlichen und mehreren durch Verwerfungen voneinander getrennten östlichen Zügen auf. Der W-liche Zug beginnt in der Gegend des Óbükk—Nagyorom-Zuges und zieht, bis in die Gegend von Borsodnádásd, Járdánháza, Arló, Somsály und Karubánya.

Der westlichste der östlichen Züge ist in der Nähe der Bergwerkskolonie Somsályfő vorhanden. Jenseits einer grossen Verwerfung folgt OSO-lich der nächste Zug, den in der Gegend von Baksatanya beginnt und sich gegen NNO bis an die Blechfabrik, sowie Budaberkipusztá, Szekeresbükkbánya, Szohonypusztá und endlich in die Gegend der Bergwerkskolonie Farkaslyukbánya hinzieht. Der östliche Zug erstreckt sich entlang der oberen Teile der vom Nagyhorsótető gegen NNO, gegen Csernely gerichteten Täler.

4. *Corbula-Cardium*sandstein und Sand.

Auf die kohlenflözführende Schichtengruppe folgt ebenfalls eine aus abwechselnden Sand- und Sandsteinschichten aufgebaute Schichtenserie, in deren einzelnen Schichten Steinkerne und Abdrücke von *Varicorbula gibba* Ol. in manchmal ganz grosser Zahl

vorkommen. Wesentlich seltener können wir auch Steinkerne und Abdrücke von *Cardium* sp. und *Turritella turris* in ihnen antreffen.

Diese corbula- und cardiumführende Schichtenserie kommt im westlicherem Zug SW-lich Borsodnásasd, in der Gegend des Nagy-*orom*, an der rechten Seite des Rónabükk-Tales, nördlich des alten Mocsolyás-Schachtes, ungefähr 1 km O-lich Arló an der rechten Seite des Csahótales und N-lich des Somsály-Schachtes vor. Im östlichen Zug sind die Spuren dieser Schichtengruppen nur untergeordnet anzutreffen, so am Rónabükk S-lich der Násasder Blechfabrik, SO-lich des Somsályfőhegy, O-lich des Hétesfő und NO-lich des Csigahajasdülő in durch Fossilien charakterisierten Ausbissen.

5. Die *Chlamys*-Schichtengruppe.

Im Hangenden der vorerwähnten Schichtenserie folgt eine durch Fossilien sehr gut charakterisierte, aus Sand, Sandstein und untergeordnet aus Grauton aufgebaute Schichtengruppe, in deren sandigen Schichten *Chlamys opercularis* L. var. *hevesiensis* meist in grosser Zahl anzutreffen ist. Diese, einem verhältnismässig hohem Horizont angehörende Schichtengruppe, finden wir nur ganz untergeordnet in der Gegend der Baksatanya und SO-lich der Násasder Blechfabrik, entlang der grossen Serpentinaen der auf den Megye-hegy führenden Landstrasse.

b) Mittleres Miozän. Tortonische Stufe.

1. Weisser und weisslichgrauer sandiger Ton und sandiger Leithakalkstein.

Entlang einer grossen NNO-SSW-lich verlaufenden Verwerfung, kamen, SW-lich der Gemeinde Csernely, am Kamm des Uszófő die verhältnismässig nicht allzu hohen Kohlenhangend-Schichten und die Schichten des weisslichgrauen tortonischen Tonnes und sandigen Leithakalksteins nebeneinander zu liegen. Auf dem begangenen Gebiet beissen diese Schichten indessen bloss auf einem ganz kleinen Gebiet aus.

c) Oberes Miozän. Sarmatische Bildungen.

Oberhalb der mittelmiozänen Bildungen fanden wir am Kamm des Uszófő auf einem kleinen Gebiet fossilieren grauer Tonmergel,

Sandstein und Quarzschotter, die einen Ausläufer der weiter im O gelegenen terrestrischen sarmatischen Bildungen vorstellen.

III. PLEISTOZÄN.

Die Bildungen des Pleistozäns sind durch die verschiedenen oberhalb der verschiedenen tertiären Ablagerungen entstandenen Verwitterungsgesteine vertreten. Hauptsächlich auf den aus Sand und Sandstein aufgebauten Gebieten liegt ein, stellenweise ganz beträchtliche Mächtigkeit erreichender Sandschutt. An der Oberfläche erscheint meist Braunerde. Wirklichen Löss haben wir indessen nicht gefunden. Es ist auffallend, dass der grösseren Täler nicht von Schotterterrassen begleitet werden.

IV. HOLOZÄN.

In den grösseren Tälern treffen wir auf mehr oder weniger breite Ebenen, die durch die schlammige, sandige Ablagerung der heutigen Bäche aufgefüllt sind. So sind die Täler von Nádasd, Öbökk, Rónabökk, das Tal des Hódos, oder Arlóbaches und dessen rechtsseitige Nebentäler: Mocsolyás, Izra, Szohony, Cshó, Somsály und Farlaslyuk aufgebaut. Einzelne Täler sind ausserordentlich feucht, so das Remete-Tal und der untere Teil des Izra-Tales. Es muss bemerkt werden, dass der untere Teil des Szohony-Tales, SO-lich Arló durch einen auf der rechten Talseite erfolgten beträchtlichen Bergrutsch versperrt wurde, wodurch sich hinter dem Schuttdamm ein See gebildet hat.

TEKTONIK.

Das begangene Gebiet ist aus den Sedimenten des Oligozän und Miozän aufgebaut, dem sich nur untergeordnet Tuffe untermiozäner Vulkanausbrüche anschliessen. Wie ich schon in meinen vorjährigen Berichten eingehender begründet habe, befindet sich zwischen den oligozänen und miozänen Schichtengruppen eine bemerkbare Lücke, eine Grenze. Die Erklärung für diese Tatsache ist darin zu suchen, dass die oligozänen Schichtengruppen zu Ende des Oligozän sanft gefaltet und verworfen wurden. (Savische Faltungsphase Stille's.) Die unterste untermiozäne Schichtengruppe, die ersten Transgressionsbildungen des seichten Meeres, die auch von terrestrischen Schichten begleitet werden,

können nicht nur oberhalb der obersten oligozänen Schichten, sondern auch oberhalb der untersten, tiefsten oligozänen Schichtenserien gleichermaßen vorkommen. Dies wird auch durch die heurigen geologischen Aufnahmen bestätigt.

In die oligozänen Bildungen keilt sich NNO-lich Borsodnádasd in der Richtung Járdánháza, Arló, Somsálybánya und Karubánya, in einer ungefähren Länge von 10 km, eine aus untermiozänen Bildungen bestehende verworfene Treppe, mit gegen OSO fallenden Schichten. Dieser Streifen trennt die oligozänen Bildungen des begangenen Gebietes in zwei Teile. Auf dem O-lichen Gebiet fallen die oligozänen Bildungen fast ausnahmslos unter 5—22°, gegen OSO oder SO ein. *Somit habe ich hier kein Überbeugung der Schichten, d. h. kein Gewölbe (Antiklinale) gefunden. Das östliche oligozäne Gebiet kann nur durch NNO-SSW-lich verlaufende Verwerfungen gegliedert werden, die parallel zu den Verwerfungen des miozänen Gebietes verlaufen müssen, doch in dem aus gleichförmigen tonig-sandigen Bildungen aufgebauten Gebiet nicht nachgewiesen werden können.*

Gut können indessen auch an der Oberfläche die NNO-SSW-lich verlaufenden Verwerfungen auf dem östlicher liegenden, aus untermiozänen Bildungen aufgebauten Gebiet beobachtet werden, wo ausserdem noch der Braunkohlenbergbau ihr Vorhandensein festgestellt hat. Die Schichten der einzelnen, durch Längsverwerfungen begrenzten Tafeln, fallen im allgemeinen unter 5—10° gegen OSO. Die Verwerfungen sind *Treppenverwerfungen*, die gegen OSO fortschreitend die tieferen Schichtenserien immer aufs neue hochbringen. Eine derartige grössere Verwerfung erstreckt sich von der Bergwerkskolonie Farkaslyuk über den Vermesormahegy, Izrapusztá gegen die Mocsolyáspusztá. Die östlichere Verwerfung verläuft von der Bergwerkskolonie Farkaslyuk über den Csigahajas und Kerekvölgytelő gegen Tárcapusztá. Noch weiter gegen Osten hat der Kohlenbergbau von Somsályfő die Gegenwart einer neueren Verwerfung festgestellt, die scheinbar gerade auf die Kohlensäurequelle von Csernely zuhält.

Während die Ebene der bisher erwähnten Verwerfungen gegen WNW abfällt, verwirft die OSO-lich dieser in der Gegend des Uszófő-Kammes ungefähr in gleicher Richtung verlaufende Verwerfung die verhältnismässig mächtigen Schichtengruppen gegen OSO. Hier gelangten die untermiozänen kohlenhangenden Schichten neben die tortonischen Tone. Leithakalksteine und den auf diesen

liegenden sarmatischen Bildungen. Somit kann auf diesem Gebiet weder eine entgegengesetzte Neigung der Schichten der oligozänen, noch der der miozänen Bildungen nachgewiesen, und auch kein Gewölbe (Antiklinale) festgestellt werden. Hier herrscht ausschliesslich Treppenverwerfungstektonik.

Auch der erwähnte grosse Miozänzug von Borsodnádásd—Arló—Karubánya wird an der OSO und WSW-Seite von grossen NNO-SSW-lich verlaufenden Verwerfungen begrenzt. Westlich dieses Zuges weisen die oligozänen Schichten vorherrschend ein OSO-liches Einfallen auf. Nur zwischen Arló und Hódoscsépány finden wir in einer Länge von ungefähr 1—2 km entgegengesetzt gerichtetes Einfallen in den oligozänen Schichten. Doch messe ich diesem Umstand vorderhand noch keine Bedeutung bei. Entlang einer von NNO gegen SSW verlaufenden tektonischen Linie beisst in der Nähe von Hódoscsépány der oberste oligozäne grobkörnige Sandstein aus, der gegen W von einer entlang des Hódostales verlaufenden grossen Verwerfung begrenzt wird. In dieser Gegend gelangen das oberste Glied der verhältnismässig tiefen Mitteloligozän und der höchste Teil des verhältnismässig hohen Oteroligozän nebeneinander.

Auf dem südlicheren Gebiet finden wir indessen schon abweichende Verhältnisse, die aber bloss im Grossen und Ganzen interpretiert werden können. Im Vásárosút-Tal, O-lich Borsodnádásd und SO-lich, in den Gräben des Karácsonyhegy sowie in den Gräben des Tales der Blechfabrik, also auf den östlicheren Gebieten dieses Teiles, können in den oligozänen Schichten mehr OSO oder SO-liche Fälle gemessen werden. Hingegen finden wir in der Gegend von Tarnalelesz und Szentdomonkos im Nagyverő-Wald und auf der linken Seite des Óbükk-Tales ebenfalls in den oligozänen Schichten schon mehr NW-liche Fälle. Somit ist ein Überkippen der oligozänen Schichten hier schon zweifellos festgestellt. Es muss allerdings in Betracht gezogen werden, dass in der Gegend der Umbiegung untermiozäne Schichtengruppen die oligozänen bedecken. Doch sind die entgegengesetzte Schichtenfälle auch in diesen nachweisbar. Das Bild wird indessen durch die sich auch hierher herüberziehenden Verwerfungen gestört. Die Umbiegung der oligozänen Schichten in einem Gewölbe können wir nur an einer Stelle, W-lich der Disznászómühle sehen. Dieses Gewölbe fällt ungefähr in die Verlängerung des weiter gegen SW festgestellten Gewölbes von Kerekaszó.

Aus dem Gesagten geht ausserdem hervor, — was ich im Übrigen schon in meinen früheren Berichten festgestellt habe — dass auf unserem Beckengebiet eine jüngere, besonders nach dem Mittelmiozän eingetretene Faltungs- und Bruchperiode vorhanden war, die die oligozänen und miozänen Sedimente neuerdings gemeinsam disloziert hat. Diese Periode stimmt mit keiner Stille'schen tektonischen Epoche genau überein.

In praktischer Hinsicht ist daher wichtig, dass ein gewölbeartiges Umbiegung der oligozänen Schichten auf unserem Gebiete vermutet werden kann. Ausserdem sind die die oligozänen und miozänen Bildungen querenden NNO—SSW-lich verlaufenden Verwerfungen von grosser Wichtigkeit. Sowohl das Gewölbe, wie auch die Treppenverwerfungen können im günstigen Fall Akkumulatoren von Erdöl der Erdgas sein.

Einige Hoffnung für diese Möglichkeit bietet der Umstand, dass auf unserem Gebiet etwas W-lich der Gemeinde Csernely eine kohlen säure- und schwefelwasserstoffhaltige, ja Erdölgeruch verratende Quelle entspringt, sowie die Tatsache, dass bei der Vortreibung des heute schon nicht mehr betriebenen Stollens von Szekeresbükk kohlen säurehaltiges Wasser erschlossen wurde. Es drang sogar Kohlendioxydgas in dieselbe. Diese Spuren verdienen also, als charakteristische Begleiter der Erdöl- und Erdgasgebiete, hinsichtlich künftiger Erdölforschungen die vollste Beachtung.

Die Erdölspurenen enthaltende Quelle von Csernely ist schon lange bekannt. Schon D. W a c h t e l erwähnt, (Ungarns Kurorte und Mineralquellen 1859, S. 167), dass der Säuerling von Csernely geringe Mengen Nafta enthält. Johann von H u n f a l v y zählt sie als harzigen Säuerling auf. (Beschreibung der Naturverhältnisse des ungarischen Königreiches 1865, S. 158.) Auch Stefan F e r e n c z i erwähnt sie (Zeitschr. f. Bergbau und Hüttenwesen, Bd. LXVIII. Jahrg. 1935. S. 129.) und zitiert die Angaben der erwähnten Autoren. Bei der Untersuchung fand ich die Quelle als schwach kohlen säurehaltiges Wasser, in dem der Geruch von Schwefelwasserstoff und Erdölgeschmack schwach zu verspüren waren. Ihre Temperatur habe ich am 20. September 1939 mit 10 C⁰ gemessen. Mit Baryumchlorid, dann getrennt mit Silbernitrat behandelt, konnte am Quellwasser eine merkliche Trübung nicht beobachtet werden. Es scheint also, als ob keine bedeutenderen Mengen von Chlorid oder Sulfat in ihr vorhanden wären. Die Quelle entspringt in dem Überschwem-

mungsgebiet des Horsó-Tales. Sie wird also durch das Grundwasser ziemlich stark verdünnt.

Aus den N—S-lich verlaufenden Klüften des, am Anfang des einstigen gegen O streichenden Szekeresbükker Stollen — in der Nähe der Mocsolyás-tanya — erschlossenen unteren Rhyolithuffes entspringt kohensäurehaltiges Wasser. Der Stollen erreichte weiter gegen O, ungefähr 841 m vom Eingang, eine Verwerfung, jenseits welcher ein höhlenartiger, mit Schlamm gefüllter Hohlraum angeschlagen wurde, aus dem, nach Angaben der Bergwerksdirektion von Ózd, unter unglaublich hohem Druck viel Wasser und Kohensäuregas hervorbrach. (Siehe Z. Schr é t e r: Die Kohlen- und Lignitgebiete von Borsod-Heves. 1929, S. 74.) Das machte ein weiteres Vortreiben des Stollens unmöglich.

Beachtenswert ist indessen, dass die erwähnten *Erdöl-Indikationen nicht unmittelbar aus den oligozänen Schichten, sondern aus den untermiozänen Schichten, bezw. aus den Spalten der diese querenden Längsverwerfungen aufsteigen.*

Hieraus ergibt sich, dass bei einer wegen Erdöl und Erdgas anzustellenden Untersuchung und geologischen Aufnahme auch die aus miozänen Sedimenten aufgebauten Beckenteile nicht vernachlässigt werden dürfen, nachdem die auf dem Gebiet der miozänen Bildungen durchgeführten Forschungen erfolggekrönt sein können.

SOMOSKŐ—FÜLEK - AJNÁCSKŐ KÖZÖTT TELEPÜLŐ BAZALTELŐFORDULÁSOK.

Írta: Dr. Jugovics Lajos.

(II. sz. vázlatos geológiai térképpel.)

A földmivelésügyi minisztérium rendelete alapján a Földtani Intézet Igazgatósága azzal a feladattal bízott meg, hogy a nógrád—gömöri bazaltterületnek északi — eddig a trianoni vonalon túleső — részének vizsgálatát is elkezdjem és csatlakozzam az előző évi felvételeimhez

A nógrád—gömöri bazaltterületnek északi, nagyobbik felét, a legnagyobb tömegű bazalthegyeket a trianoni békeszerződés elcsatolta. Csupán a bazaltterület déli, Salgótarján körüli kisebb része, így a medvesi takaró déli fele és néhány kisebb bazaltkúp marad meg nekünk. Hazánk utépítése így természetesen súlyos csapást szenvedett, mert legjobb kőbányáinkat veszítettük el. A súlyos helyzeten utólag igyekezett segíteni az a nemzetközi megállapodás, mely a medvesi bazalttakaró északnyugati végén mélyülő legrégibb és legnagyobb bazaltbányának, a „Macskalyuki bazaltbányának“ kőanyagát olyképpen biztosította Magyarországnak, hogy azt vámmentesen hazahozhattuk, sőt ezt a bazaltot ezután a cseh területen nem is használták.

A bazaltterületből nagyjában a címben megjelölt, Somoskő—Fülek—Ajnácskő községeket összekötő vonalaktól körülzárt területet vizsgáltam és térképeztem (lásd II. sz. vázlatos geol. térképet.) Ezen a területen az alább felsorolt legnagyobb, egyben legkiadósabb bazalttakarók és néhány kicsiny tömegű bazaltkúp található:

1. Medvesi bazalttakaró északi fele,
2. Bükkkrét-tető 470 m magas, kisebb bazalttakarója,
3. Kelenc-hegy 482 m magas. kisebb bazalttakarója,
4. Somoskői-várhegy 526 ϕ m-es bazaltkúpja,
5. Monossa—Béna-hegy bazalttakarója,
6. Pogányvár bazalttakarója,
7. Tilic-hegy 482 ϕ m magas bazaltkúpja,
8. Sőregi Bagolyvár 314 ϕ m magas bazalttufa-kúpja.

Ezeknek a bazalt-hegyeknek a felépítését az alábbiakban részletezem, itt csak általánosan kiemelem, hogy ezeken a hegyeken a vulkáni képződmények alapzatát — nagyon kevés kivétellel — főleg oligocénkori üledékes rétegek alkotják. Ezen a területen — mondhatjuk, hogy a trianoni vonaltól északra — a bazaltok alatt a széntartó miocénrétegek csupán Csákányháza mellett jejennek meg. Hasonlóképpen elmarad a riolittufa is, melyből csak a Pogányvár bazalttakarója alatt találtam szálban néhány kisebb foltot. Mindegyik bazalttakaró alapzatát homok, kavicsoshomok és homok-rétegek alkotják.

Jellemző még ezekre a nagykiterjedésű és fennsíkyszerű bazalttakarókra, hogy laza üledékekből felépített alapzatuk meredek oldalain hatalmas, sokszor messze lehúzódo bazaltomlások találhatóak, melyeket a térképen részletesen ki is jelöltem. Érdekes, hogy a bazalttakarók kőzetanyaga legnagyobb részét szürkeszínű és jól réteges bazalt, a kisebb tömegű vulkáni kúpok kőzete ellenben mindig feketeszínű és oszlopos elválású bazalt.

Az egyes bazalt-hegyek felépítésére, vulkánológiai és kőzetlani sajátyságaira nézve röviden a következőket állapíthatom meg.

Medvesi bazalttakaró északi fele.

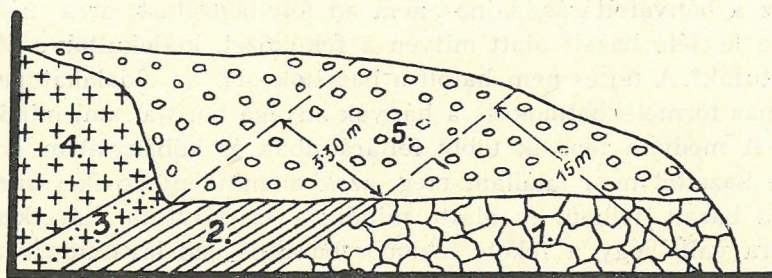
A Medves-hegy 520—570 m átlagos magasságú fennsík, mely kelet-nyugati irányban 2—2.5 km széles, míg észak-déli irányban 6—6.5 km hosszú, tehát egészében 12.8 km² kiterjedésű. Lapos felszínét egységes, összefüggő vulkáni takaró borítja, melynek keleti, szélén lapos, dómszerű csúcs, a „Medves-Magossa“ (671 ϕ) 100—120 m-rel emelkedik a takaró felszíne fölé és egyben az egykori, legnagyobb kráter helyét jelöli.

A medvesi vulkáni takaró alapzatát üledékes képződmények, a miocénkori széntartó és az alatta települő oligocénkori rétegcsoporthoz tartozó kőzetek építik fel. A vulkáni takarót több egymásután követ-

kező és anyagára nézve is eltérő kitörés építette fel. Tekintve, hogy e vulkáni képződmények között mindig éles a határ, átmenet hiányzottuk soha nincsen, a vulkáni működésben kisebb-nagyobb szünetek, megszakítások voltak. A vulkáni működés tehát sztrató-jellegű volt, amennyiben abban törmelékszórások és lávaömlések váltakoztak egymással.

A vulkáni működést törmelékszórás kezdte, mely a medvesi fennsík nagyobb részén egymásután kétszer is bekövetkezett. Az első törmelékszórás anyagából normális összetételű bazalttufa keletkezett, melytől a második törmelékszórás anyaga, az ú. n. kristály-

1. sz. szelvény. — Profil Nr. 1.



A «Somoskői Bazaltbánya R-T.» ú. n. Magyar-bányájának bejárati bevágása.
Der Eingangseinschnitt der «Magyar-bánya» der Somoskői Bazaltbánya A. G.

- | | | |
|---|---------------------------------|-------------------------------------|
| 1. Bazalttufa.
Basalttuff. | 3. Lávás bazalt.
Basaltlava. | 4. Bazalt.
Basalt. |
| 2. Bazalttufa (kristálytufa).
Basalttuff (Kristalltuff). | | 5. Bazalttörmelék.
Basaltschutt. |

tufa, határozottan különbözik. Az alsó tufa a medvesi fennsík egyes részeiről hiányzik, ami arra vall, hogy az első törmelékszórás csak a takaró bizonyos részeire történt, ezzel szemben a második törmelékszórás kristálytufája mindenütt megtalálható a szürke réteges bazalt alatt, tehát nagytömegű kitörés eredménye. A kétféle tufa többnyire konkordánsan települ, mint az 1. sz. geol. szelvényen látható és csak kevés helyen találtam diszkordáns települést. A kétféle bazalttufa diszkordáns települése igen jól megfigyelhető, a takaró nyugati részén, a Nógrádvidéki Kőbányák R. T. ú. n. „Kisbányájának“ bejárati bevágásában. (4. sz. fénykép.)

A medvesi fennsíkon az első két önálló törmelékszórást láva-folyások követték, de helyenként, a lávakitörések közben is voltak

törmelékszórások, mert a nagytömegű bazaltrétegek között még tufabetelepülések találhatók.

A medvesi bazalttakaróban kétféle bazalt települ, ezeket már külső sajátságok alapján is elkülöníthetjük egymástól. A két bazalt-típust együtt települve csak a takaró északi csücskében, az ú. n. „básti, vagy kőfark-bányában“ találjuk meg, a következő településben:

a) a kőfejtő aljában szürkésfekete színű, oszlopos elválású bazalt települ. Öt-hatszöges oszlopai elég jól kialakultak és vertikálisan helyezkednek (3. sz. fénykép.);

b) erre az oszlopos kifejlődésű bazaltrétegre, ugyancsak 6—3 m vastagságban, szürkeszínű, jól pados bazalt települ.

Ez a bányafeltárás, sajnos nem ad felvilágosítást arra nézve, hogy e kétféle bazalt alatt milyen a fekézőzet, kialakultak-e ott a bazalttufák? A fejtés nem hatolt a bazaltok alá, az oldalakat pedig hatalmas törmelékhalomok és a hányók anyaga borítja, ami mindent elfed. A medvesi fennsík többi feltárásaiban és kőbányaiban ezt a fekete bazaltot nem találtam meg, azokban mindenütt csak a szürke-réteges bazalt települ és alatta mindig a kristálytufa következik. Ez arra vall, hogy a fekete oszlopos bazaltot adó lávakitörés nem volt nagy kiterjedésű, hanem csak a fennsík egyes részeire folyt ki.

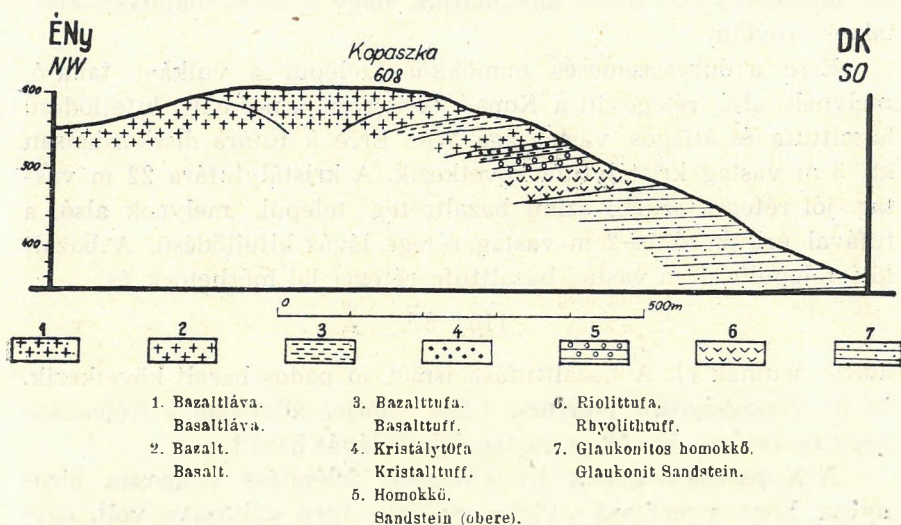
A medvesi vulkáni takaró főtömegét szürkeszínű, réteges elválású bazalt alkotja, mely az egész fennsíkon tekintélyes vastagságban mindenütt megtalálható. Ennek a bazaltnak kitűnő hasadéka van, tömött, egyenletes szövete, nagy nyomószilárdsága alapján hazánk egyik legjobb útépítő kőzete. Fenti sajátsága következtében különösen faragásra, kockakőtermelésre igen alkalmas kőzet. Nem véletlen tehát, hogy ez a bazalt volt az, melyet először alkalmaztak Magyarországon mint útépítő kőzetet. Itt nyitották a legelső bazaltbányát 1880-ban, melyből a mai „macskalyuki bazaltbánya“ alakult ki.

A medvesi fennsíkon a bazaltnak vastagsága átlag 11—106 m között váltakozik, amiből látható, hogy a lávakitörések, melyekből a bazalt megmerevedett, igen bőségesek voltak. A lávafolyásokat időnként és helyenként törmelékszórások szakították félbe, melyek azonban rövid ideig tartottak és kistömegűek voltak. Közbe települt bazalttufát csak a szürke, réteges bazalt között találunk és ezek a bányafeltárások, illetve a szénkutató mélyfúrások megfigyelései és adatai alapján, átlag 3—10 m vastagok. Megfigyeléseim szerint a közbe települt bazalttufatömegek az első kitérés anyagához, tehát

az alsó tufához hasonlítanak. A szürke bazalt közé települve kristálytufát, tehát a második törmelékszórás tufaanyagát seholsem találtam. A kristálytufa mindig csak a szürke bazalt alatt települ, tehát szintjelző, mert alatta szürke bazalt sohasem található.

A medvesi bazalttakarót felépítő vulkáni működés, mint az elmondottakból látható, határozottan sztratój jellegű: törmelékszórások és lávafolyások váltakoztak abban. Azonban az is megállapítható, hogy a kitérések lefolyása, illetve váltakozása a takaró

2. sz. szelvény. — Profil Nr. 2.



területén helyenként, a kitérés centrumok szerint változott. Még jellegzetesebben kidomborodik a sztratój jelleg a vulkáni takaró keleti oldalán emelkedő második, legmagasabb csúcs, a „Kopaszka“ felépítésében. Ez a 608 m magas „Kopaszka-hegy“ vagy a falusiak szerint Dobogó-hegy, mint a csatolt 2. számú geológiai szelvény bizonyítja, többszöri törmelékszórásból, illetve lávafolyásból épült fel és szerkezetét a következőkben jellemezhetem.

Kopaszka, illetve a medvesi vulkáni takaró alapzatának legalsó, egyben legidősebb képződménye az egyenletesen apró szemcséjű, könnyen szétporló glaukonitos-homokkő. Ebben a kőzetben a glaukonit-szemcsék mellett sok biotit és muszkovit csillámlemezke ül. A homokkő felső szintjén feltűnően sok, mogyoró-diónagyságú kvarckavics található.

Erre a homokkőre, mint a szelvényből látható, vékonyan réteges, néha lemezes, de elég tömörtszövetű riolittufa települ, melyben sok növénymaradvány található.

A riolittufára ismét *homokkő* települ, mely azonban lényegesen különbözik az alsó homokkőtől: ugyanis ez nagyszemű, durvaszemcsés kőzet, melyben glaukonitszemcsék nincsenek. Főlegyrésze ennek a homokkőnek a kvarc, mely kisebb-nagyobb alakatlan szemcsékben, gyakran jól kifejlődött hatszöges piramisokban jelenik meg. Tartalmaz még a kőzet biotitot, földpát hasadási lemezeket és horzsakődarabokat. Az elegyrészek nagy szemcséit igen kevés alapanyag köti össze, mondhatjuk, hogy a kőzet majdnem kristályos szövetű.

Erre a durvaszemcsés homokkőre települ a vulkáni takaró, melynek alsó rétege itt a Kopaszka-hegyen a normális kifejlődésű bazalttufa és átlagos vastagsága 5 m. Erre a tufára diszkordánsan kb. 3 m vastag kristálytufa következik. A kristálytufára 22 m vastag, jól réteges szürke színű bazaltreteg települ, melynek alsó, a tufával érintkező 1—2 m vastag rétege lávás kifejlődésű. A bazalt fölé települő 6 m vastag bazalttufa rétegei jól mérhetőek és

115° 5' 0"

dűlést árulnak el. A bazalttufára ismét jó pados bazalt következik, 29 m vastagságban, melynek felső szintje, általában a Kopaszka-hegy csúcsrésze, kb. 13 m vastagságban lávás bazalt.

A Kopaszka-hegynek itt jellemzett felépítése világosan bizonyítja, hogy a medvesi vulkáni működés igen változatos volt, egyben tanúsítja azt is, hogy az a takaró egész területén változott, nem volt egyenletes.

A medvesi vulkáni takarót felépítő vulkáni működés lefolyására nézve összefoglalóan és általánosságban a következőket állapíthatom meg.

Az első tufaszórás a fennsíknek csak egyes részeire történt és a belőle keletkezett bazalttufa nemcsak elterjedésre, hanem tömegre nézve is igen nagy ingadozást árul el, sőt helyenként teljesen hiányzik. A második kitörés vulkáni homok- és hamuszórásból állott és azt a bazalttufaféleséget szolgáltatta, melyet a részletes vizsgálatok alapján¹ *kristálytufának* jelölhetünk. Ez a tufa, ellentétben a vul-

¹ Jugovics Lajos: A medvesi bazalttakaró felépítése és kristálytufája. Magyar Tud. Akadémia Math. és Természettud. Értesítője. 1934. 51. kötet.

káni tufák természetével, ásványos összetételben, színben, szövetben és általános kialakulásban feltűnően egynemű és egyenletes kifejlődésű; sárgásbarna-vörösarna színű porozus, rosszul réteges kőzet. Kaolinszerű alapanyaga van, melyben a lapilliken kívül sok és mindig jól kifejlődött augit és olivin kristály, valamint amfiból hasadási prizmák ülnek, mint lényeges és állandó eiegyrészek, ezért nevezhető ez a kőzet kristálytufának. A normális vulkáni tufákkal szemben feltűnő és szokatlan jelenség, hogy idegen zárványt, vagy az áttört kőzetrétegek darabjait ebben a tufában sohasem találjuk.

Mint már említettem, az első törmelékszórás tufája és ezen kristálytufa között a határ mindig éles, a településük konkordáns, ritkábban diszkordáns, ami valószínűvé teszi, hogy sok esetben nem is ugyanabból a kitörési centrumból szóródtak ki.

A medvesi vulkáni takaró kitörési centrumaira, a kráterek helyére vonatkozólag, sajnos, kevés adat állapítható meg. Morfológiailag a fennsík keleti oldalán, a takaró fölé emelkedő és dóm-szerű „Medves-Magossa“ csúcsot kell annak tekinteni. A csúcs tényleg kráterszerű, kelet felé kissé nyitott mélyedést árul el, valószínű erózió következtében ez az oldala lepusztult. Megerősíti ezt a megfigyelést az a hatalmas omlás is, mely a takaró ezen az oldalán messze lenyúlik az üledékes alapzaton. A kőzettani és települési megfigyelések is támogatják azt a feltevést, hogy itt kráter volt. A csúcs felső egyharmadának kőzete vörös színű, szivacszerű lávából áll, ami arra mutat, hogy itt a vulkáni működés utolsó erőlködése gyanánt kifolyt, kevés láva hirtelen hűlt le és mint szivacsos szerkezetű láva merevedett meg. A csúcs mélyebb szintjeiben, ahol a kőzet már tömöritszövetű, a bazalt-rétegek a csúcs tengelye felé kb. 20°-os dűléssel hajlanak. A csúcsnak lávás és tömöritszövetű kőzetrétegei sok idegen zárványt, kvarckavicsot, égetett agyagdarabokat tartalmaznak, holott a medvesi bazaltok idegen zárványban általában szegénynek mondhatók, mindezek a jelenségek a kráter közelségére vallanak.

A kráter helyét bizonyítják a szénbányában, tehát a bazalt-takaró alatt feltárt viszonyok is. Ugyanis Medves-Magossa déli lejtőjén, a „medvesi-pusztá“ közelében, a szénbánya II. járatában, a X. siklónál, a szénrétegeken áttörő, átlag 30 m vastag bazalttelérre akadtak. Ez a bazalttelér a főkráterből kiinduló oldaleiágazásnak tekinthető és szintén a kráter közelségére vall.

A fent tárgyalt Kopaszka-hegy csúcsát is kitörési centrumnak tekintem. Ez a csúcs a Medves-Magossa csúcsától kb. 1 km. távolságban északra emelkedik és a felépítése sokkal változatosabb, mint a takaró egyéb része. Továbbá az a tény, hogy Kopaszka tetejét 13 m vastagságban szürke bazaltláva építi fel, megerősítik feltevésemet, hogy e csúcs helyén vulkáni kráter volt.

Megfigyeléseim alapján kitörési centrumnak tekinthető még a takaró északnyugati végén, a macskalyuki-bánya területén emelkedő „Gizella-telepi“ kis bazaltkúp is.

Külön kell szólni a medvesi-bazalttakaró északi, meredek oldalához támaszkodó hatalmas bazaltomlásokról. A takarónak északi oldala kb. 2.5 km átmérőjű és észak felé konkáv beöblösödést alkot, mely valószínűleg a takaró utólagos lepusztulása nyomán alakult ki. Ezt az oldalt, majdnem teljes hosszában, meredek sziklafalak szegélyezik, melyek aljában a hatalmas bazaltomlások messze lenyúlnak a ragyolci völgy, átlag 280—290 m t. sz. feletti völgyfejébe. Nagy bazalttömbök, szikladarabok, melyek néha a 3 m átmérőt is eléri, halmozódtak itt egymásra és terraszszerű kiemelkedéseket, vagy dombokat alkotnak az oldalsban. A medves-fennsíknek másik nagy omlásos területe a Medves-Magossa csúcsa alatt, tehát annak keleti oldalán észlelhető. A hatalmas törmelékanyag itt is messze lenyúlik a szomszédos völgyekbe. Ezek az omlások, mint már említettem, összefüggésben állnak a nagy krátertölcsér oldalának kiszakadásával. Ki kell azonban emelni, hogy a bazaltomlások a medvesi bazalttakaró peremén, illetve oldalain köröskörül tekintélyes tömegűek, ami azt bizonyítja, hogy ez a takaró erodálódott, sőt helyenként egyes takarórészletek lefűződtek róla. Ilyen elszakadt és az erózió következtében elkülönült bazalttakaró részeket különösen a fennsík északi vége közelében találunk. A medvesi takaróval közös, üledékes alapzaton kis bazalt-hegyek települnek itt, melyek felépítése is hasonló a medvesi takaróéhoz. A Medves-fennsík északnyugati végéhez két, ma már különálló, lapostetejű bazaltkúp csatlakozik; a *Bükkrét-tető* (470 m), majd ettől tovább nyugatra a 482 m magas *Kelenc-hegy*.

A medvesi bazalttakarónak és ezeknek a ma már különálló kis bazaltkúpoknak összefüggését és szerkezetét a 7. sz. geológiai szelvényen mutatom be.

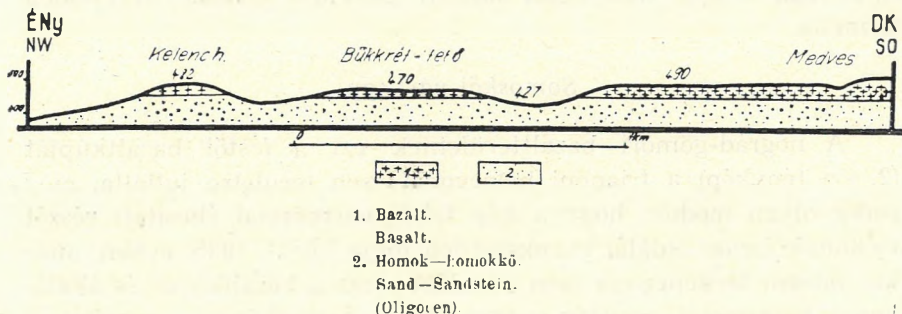
A Medves-fennsík északi oldalához csatlakozó többi bazalt-hegy, mint a Monossa, Pogányvár már különálló kitörések ered-

ményei, melyek a medvesi takaróval sohasem függtek össze, hiszen nemcsak felépítésük, hanem kőzeteik sajátosságai is teljesen eltérőek.

Bükkkrét-tető.

A medvesi bazalttakaró északnyugati folytatása ez a 470 m magas lapostetejű bazalthegy, mely tőle csupán 250 m távolságban és közös üledékes alaplapon települ. A medvesi takaróval eredetileg szervesen összefüggő bazalttakarót az erózió bontotta szét, úgy hogy ma közöttük 427 m magas, homokból álló nyereg emelkedik. Bükkkrét-tető bazaltja sötét színű, jól réteges kőzet, nyugodt vízszintes

7. sz. szelvény. — Profil Nr. 7.



településsel, mely a medvesi takaró sötét bazaltjához hasonló, Bükkkrét-tető oldalain köröskörül található tekintélyes bazaltomlások az erózió, lepusztulás nagyságát tanúsítják. A legnagyobb omlások a hegy déli és délnyugati oldalán észlelhetők, ahol azok 390-ig is lehúzódnak. (7. sz. geológiai szelvény.)

Kelenc-hegy.

Bükkkrét-tetőtől 300 m-re, nyugati irányban, 482 m magas, lapos, teljesen sík tetejű hegy emelkedik, melyet a térkép „Kelenc-hegy“ névvel jelöl, míg a falusiak *Duhár-hegy* néven ismerik. Ennek a hegynek lapos felszínét bazalt borítja, melynek vízszintes települési rétegei közvetlenül a kavicsos-homoktérzínen helyezkednek, ami azt jelenti, hogy a bazalttakarót egyszeri lávaömlés hozta létre. A bazalttréteg sík felszíne, egyenletes vastagsága, nyugodt, vízszintes rétegzettsége bizonyítja, hogy a kiömlött láva

mint takaró mervedett meg. A nagy medvesi bazalttakaróval szemben Kelenc-hegy kicsiny bazalttakarója abban mutat eltérést, hogy ennek felépítésében a bazalttufa nem vesz részt.

Kelenc-hegy bazalttakarójának üledékes alapzata homok, kavicsos-homok és glaukonitos-homokkőből áll és közös a szomszédos Bükkkrét bazalthegy alapzatával. Ezen alapzat felszínén a kavicsrétegek vastagsága nyugat felé, a Karancs-hegység irányába erősen vastagodik.

A Kelenc-hegy közete világosszürke színű réteges, jól hasadó bazalt, a medvesi szürke bazalthoz hasonló. Apró szemcsés, egy-nemű alapanyagában olivin és augitkristályok, vagy ezek zárványai ülnek. Ez a jól hasadó bazalt kockakőfaragásra igen alkalmas és anyagát a hegy délnyugati oldalán mélyített kisebb kőfejtőben termelik.

Somoskői-várhegy.

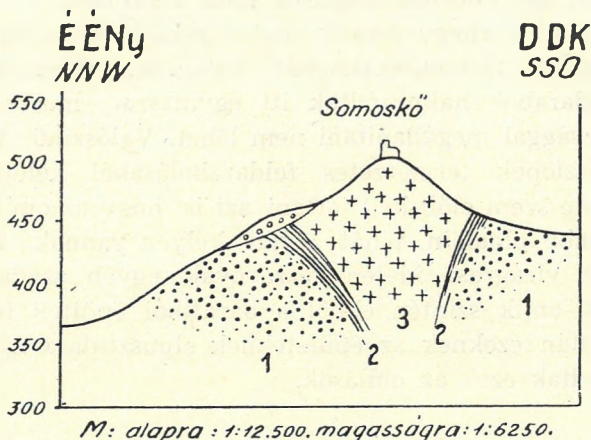
A nógrád-gömöri bazalfterületnek ezt a festői bazaltkúpját (2. sz. fénykép) a trianoni határvonal cseh területre juttatta, még pedig olyan módon, hogy a kúp felső, várrommal ékesített részét és annak északi oldalát hurokszerűen fogja körül. 1935. évben, amikor először térképeztem ezen a vidéken, ezt a bazaltkúpot és általában a határmenti bazalthegyeket csak határátlépési engedéllyel járhattam be, amikor térképet vagy műszert nem használhattam, így az akkori gyors bejárások nem hoztak kellő eredményt, megfigyeléseim elég hiányosak voltak. A visszacsatolás után részletesen bejárhattam ezeket a területeket, köztük a somoskői-várhegyet. Az újabb megfigyeléseimet és méréseimet akarom most az 1935. évi jelentésemben foglaltakhoz hozzáfűzni, illetve azokat kiegészíteni. Örömmel állapítom meg, hogy a somoskői-várhegy felépítésére nézve az akkor közölt jelentésemet ma, a részletesebb vizsgálatok, pontosabb mérések alapján sem kell megváltoztatnom, akkori megfigyeléseim helyesek.

A somoskői-várhegyet létrehozó vulkáni működés két szakaszból: törmelékszórásból és lávafolyásból állott. Ezt a megállapítást az 1935-i jelentésemben¹ csak feltételeztem, ma megfigyeléseim alapján megerősíthetem. A vulkáni működést a törmelékszórás

¹ Jugovics Lajos: Adatok a Somoskő és Rónabánya környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. M. kir. Földtani Intézet évi jelentése 1935.

kezdte, melynek anyaga közvetlenül az oligocénkori üledékes térszínre települt, amit mesterséges feltárással minden kétséget kizárólag megállapíthattam. A törmelékszórásból keletkezett, barnaszínű bazalttufa tömeges kőzet, semmiféle rétegzettséget sem árul el; barna alapanyagában a sok apró lapillin, lávadarabon kívül kevés felragadott idegen zárvány található. A várhegy odalában ez a tufa kb. 15 m vastag gyűrűt alkot, melyet később, a következő ki-

3. sz. szelvény. — Profil Nr. 3.



1. Homok—homokkő.
Sand—Sandstein,
(Oligocén)

2. Bazalttufa.
Basalttuf.

3. Bazalt.
Basalt.

törés látvája töltött ki. A láva, a tufahatáron valóságos lávabreccsa, melyben bazalt és bazaltufadarabok ülnek. A lávabreccsa fokozatosan a likacsos, majd tömötszövetű oszlopos bazaltba megy át, tehát a bazalttufa és bazalt között átmenet figyelhető meg. A somoskői-várhegynek most jellemzett geológiai felépítését a 3. sz. szelvényben érzékeltetem.

A várhegy üledékes alapzatának délnyugati oldalán települt Somoskő falu. A várhegynek felső, vulkáni része teljesen kopasz, így jól megfigyelhető, hogy azt csupán oszlopos bazalt építi fel. A bazaltoszlopok többnyire kéveszerű csoportokban nőttek össze, egy-egy ilyen csoport azután rendszertelen összevisszaságban helyezkedik el a hegyoldalban, ami a bazaltkúpnek meglehetősen bizarr képet ad. A bazaltoszlopok helyenként nagyobb tömegben és egyöntetűen helyezkednek el, miáltal szép oszlopsoros képződmények

keletkeztek, melyek között legszebb a híres „somoskői-bazaltömlés”. A várhegy kelet-északkeleti oldalában találjuk ezt a pompás természeti jelenséget, ahol a 492 m-es magasságból kihajló és 16 m hosszú bazaltoszlopok majdnem függőlegesen, orgonasíp módjára helyezkednek egymás mellé, mint azt a 2. sz. fénykép tanúsítja.

A somoskői várhegy feketeszínű bazaltja mindenütt oszlopos elválásai, teljesen friss kőzet, melynek finom, igen tömöttszövetű anyagában semmiféle elegyrész sem ismerhető fel. A bazalt igen nagy nyomószilárdságot árul el, sajnos éppen nagy keménysége miatt merev, így kockakőfaragásra nem alkalmas.

A somoskői várhegy északi, illetve északkeleti oldalán feltűnő nagy vastagságú törmelékhalmozatok találunk. Rövidebb-hosszabb bazaltoszlopdarabok halmozódtak itt egymásra, melyek eredetét teljes biztonsággal megállapítani nem lehet. Valószínű, hogy a merev bazaltoszlopok természetes feldarabolásából keletkezett omlások ezek, de szem előtt kell tartani azt is, hogy az omlások a várhegy lankásabb oldalain, tehát olyan helyen vannak, ahol a régi vár létezése, virágzása idején kaszárnnyák, egyéb gazdasági épületek állottak, amik szintén ebből a bazaltból épültek fel. Egy-egy várostrom után ezeknek az épületeknek elpusztulása nyomán szintén gyarapodtak ezek az omlások.

Monossa bazalttakarója.

A medvesi fennsík északi végéhez 4 km hosszú, de csak 200—450 m széles hegygerinc csatlakozik, melyet a térképek *Monossa*, vagy *Monorsza* néven jelölnek. Medves és Monossa között csupán 400 m széles és 450 m magas homokkőnyereg található, úgyhogy morfológiailag könnyen a Medves-fennsík folytatásának lehetne tekinteni, azonban mint látni fogjuk, felépítése és kőzeteinek eltérő sajátosságai ezt megcáfolják.

Monossa hosszú és teljes egészében bazalttal borított hegygerinc, melynek különböző részeit a térképek más és más néven jelölik. A *Monossa* név a hegynek csak a déli legmagasabb (585 m), egyben legszelesebb részét jelöli. A hegygerinc északfelé azután elkeskenyedik, egyben fokozatosan alacsonyabb lesz. Kb. félhosszúságban, ahol a térkép az 521 m pontot jelöli, a gerincet *Kis-Béna* hegynek nevezik. A legészakibb, még keskenyebb és alacsonyabb, már csak 466 m magas északi végében, nagyobb elhagyott bazaltbánya mélyed a takaróba; ez a vége a *Béna-hegy* nevet viseli.

A Béna és Kis-Béna hegyek felszíne átlag 466—512 m magas, tehát teljesen sík, fennsík jellegű terület, mely tovább dél felé lassan, de fokozatosan 530—585—565 \pm m magasságokig emelkedik, ez a rész tehát igen lapos, dómszerű csúcsot alkot. Megállapítható tehát, hogy Monossa hosszan elnyúlt gerince, sík felületével lapos, dómszerű kiemelkedésével egy erősen erodált fennsík maradványa.

Monossa fennsík jellegét különben a felépítése is megerősíti, mely hasonló a medvesi fennsíkhöz. Nevezetesen Monossa is két részből épült fel: alsó része, talpzata, vastag üledékes képződményekből épült fel, míg a felső, vékonyabb részét vulkáni kőzetek alkotják.

Az alsó részt felépítő üledékes képződmények: homok, kavicsoshomok, kavics, illetve apokás-homokkőrétegek, melyekben kövületet nem találtam, de kőzettanilag a szomszédos medvesi rétegekhez hasonlók, így ezek is oligocénkoriaknak vehetők. Némi eltérés a medvesi viszonyokkal szemben abban található, hogy Monossa üledékes rétegei kavicsban sokkal gazdagabbak.

Monossa bazalttakarója alól a széntartó miocén rétegsoport teljesen hiányzik, sőt hiányzik a riolittufa is. Ellenben a bazaltban zárványként megtaláltam azt a durvaszemcsés homokkövet, mely a medvesi fennsíkon a riolittufa fölött települ, ez pedig arra vall, hogy a mélyben ez a kőzet feltétlenül megvan, darabjait a feltörő láva ragadta magával.

Az egykori üledékes térszín, a vulkáni működés megindulása-kor, — meglehetősen sík, de észak felé alacsonyodó terület volt; magassága az északi — ma is legalacsonyabb részén — 380—400 m, a déli — ma is magasabb területén — 480—500 m között változott. Vagyis ez a mai, bazalttal borított, 4 km hosszú terület északi és déli végei között a térszín kb. 100 m magasságbeli különbséget mutatott.

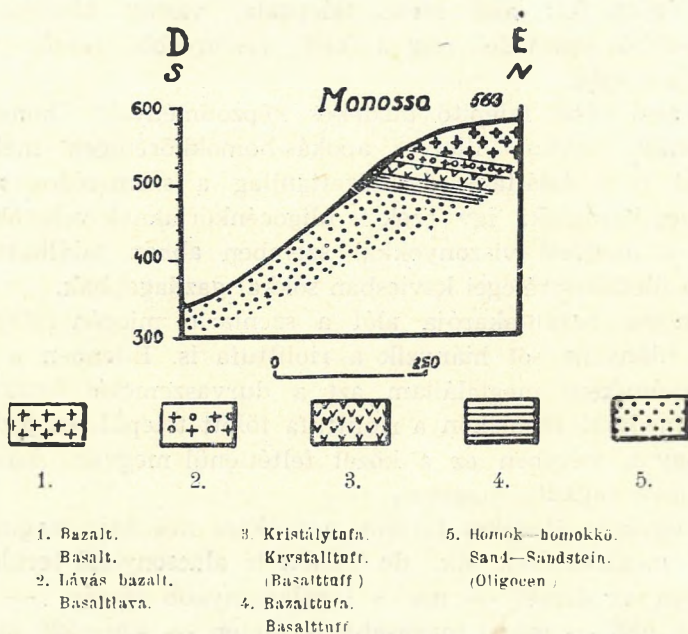
A monossai vulkáni takarót létrehozó vulkáni működés törmelékszórásból és lávafolyásból állott, mert a takaró felépítésében bazaltok és bazalttufák vesznek részt. A takaró szerkezetét a 4. sz. geológiai szelvényen mutatom be.

Az első kitörés törmelékszórás volt. A keletkezett bazalttufa tömegéből és minőségéből ítélve a kitörés nem volt egyforma erejű és tömegű az egész takaró területén. A leghevesebb és legkiadósabb kitörés, a takaró *déli végén*, a mai főcsúcs területén alakult ki, ahol kétféle tufa fejlődött ki, melyeknek tömege is sok-

kal nagyobb, mint a takaró északi végén, a csómai bazaltbánya aljában települő vékony bazalttufarétegé.

Monossa déli végén, a főcsúcs környékén kétféle bazalttufa fejlődött ki. A tufaréteg alsó szintje barnásszínű, réteges kőzet, melynek alapanyagában lávafoszványok, bombadarabok és sok idegen kőzetzárvány ül, ezenkívül jól kifejlesztett olivinkristályok találhatók benne. A tufaréteg felső szintjéből az idegen zárványok

4. sz. szelvény. — Profil Nr. 4.



elmaradnak és általában, úgy a szövete, mint ásványos összetétele is sokkal egyenletesebb, mondhatnám állandóbb lesz. Ebben a szintben nemcsak a vulkáni rész, a lapillik, lávafoszványok szaporodnak meg erősen, hanem sokkal több augit- és olivinkristály jelenik meg benne, úgyhogy a tufa itt már a medvesi kristálytufához lesz hasonló. A bazalttufa tömegében, az alsó és felső szint között, határozott különbség van, az alsó szint tufája inkább a normális kifejlődésű, míg a felső szintben a kristálytufa sajátosságait árulja el. A két tufaszint között nincsen éles határ, fokozatos az átmenet, így valószínű, hogy a kitörés egységes centromból folytonosan történt.

A bazalttufa felső, bazalttal határos rétege lávától átitalott és fokozatosan a lávabreccsába, majd a lávás, végül a likacsos tömötszövetű bazaltba folytatódik.

Monossán kétféle, egymástól már külső sajátságaiban is eltérő bazalt települ.

Az egyik bazalttípus csupán a hegy délkeleti és keleti oldalán, a Monossa egyik oldalt elhúzódó és erősen lankásodó gerincén települ. Ennek a gerincnek nincsen külön neve, a végén, a 487 m pont alatt kis kőfejtő mélyed. Ez a bazalt kékesszürke színű, tömötszövetű kőzet, melyben szabadszemmel, vagy lupéval csak finom földpátlécek ismerhetők fel, míg az olivin benne igen ritka.

Monossa másik bazalttípusa, mely az egész takarót felépíti és annak a főtömegét alkotja, világosszürke színű, az előbbinél nagyobb szemcséjű kőzet, melyben igen sok és nagy olivinbeágyazás ül. A kőzet színe és olivintartalma között mintha összefüggés lenne, amennyiben az olivinbeágyazások mennyiségének csökkenése a bazalt színének sötétedését vonja maga után. Ez az olivindús bazalt általában réteges kőzet, csupán helyenként, főleg az alsó szintekben, a bazalttufa határán árul el vékonyan oszlopos elválást. A Monossa déli végét alkotó 585 m és 563 m csúcsok oldalában, továbbá a csomai bazaltbányában a bazalt durván oszlopos, helyenként nagy, közsákszerű kialakulást árul el.

Érdekes ennek az olivindús bazaltnak a felszínen mutatott mállása. A bazaltsziclák felülete a mállás következtében valósággal ragyás lesz, ütésre és nyomásra a kőzet a felszínen hasonlóképen mogyoró-diónagyságú gömbölyded darabokra esik szét.

Monossa két lapos csúcsának felszínén a lávás szerkezetű bazalt is jelentékeny szerepet játszik.

A monossai takaró felszínén gyakran találunk kavicsot, valószínűleg egykori terrasz-kavics maradványa.

Monossa déli 563 m csúcsának felépítését a 4. sz. geológiai szelvény mutatja, míg a takarónak északi végén, a csomai bazaltbánya oszlopos kifejlődésű bazaltját az 5. sz. fénykép ábrázolja.

Pogányvár bazalttakarója.

Pogányvár közös névvel jelöli a katonai térkép azt az erősen tagolt, háromágú és meredek oldalú fennsíkot, mely a medvesi bazalttakaró észak-keleti végéhez, közös üledékes alapzaton csatlakozik és attól 600—700 m távolságra emelkedik.

Az erősen tagolt és egyes részeiben ma már megnyúlt, gerincszerű részekből álló fennsíknek különböző szakaszait, más nevekkal jelölik. Így a nyugati 2.5 km hosszú, pontosan déli-északi irányú, de csak 150—250 m széles gerincnek a déli végét, az 575 ϕ pontot, *Kis-Karád*; a gerinc közepén, az 545 ϕ pont körüli szakaszt *Erős-Ág*; míg az északi, 492 m-es pontját *Bagolyhegynek* nevezi a térkép. Ehhez a megnyúlt nyugati részéhez csatlakozik kelet felé a fennsík főtömegét alkotó, kiszélesedő tulajdonképeni Pogányvár, melynek lapos fennsíkyszerű felszínén a legmagasabb pont 581 m magas.

Az egész fennsík, mai alakjában, maradéka az egykori, köröskörül jóval nagyobb kiterjedésű erősen lepusztult fennsíknek. A lepusztulást nemcsak négyirányban elágazó gerincnyulványok, hanem az oldalain felhalmozott hatalmas bazaltomlások is tanúsítják, melyek valóságos kötengerek. Erős tagoltsága ellenére azonban Pogányvár fennsík jellege vitathatatlan. Teteje átlag 500—562 m között, változó, elég sík felület, melynek felszínén csak 15—20 magas, de lapos kiemelkedések találhatók.

Pogányvár felépítésében teljesen hasonló a két szomszédos nagy bazalttakaróhoz, a Medves és Monosa fennsíkokhoz. A nagyvastagságú alsó része, alapzata ennek is főleg üledékes kőzetekből van felépítve és ezen a hatalmas alapzaton települ a felső, vékony, vulkáni takaró.

Pogányvár alapzatát felépítő rétegek alulról felfelé a következő sorrendben települnek:

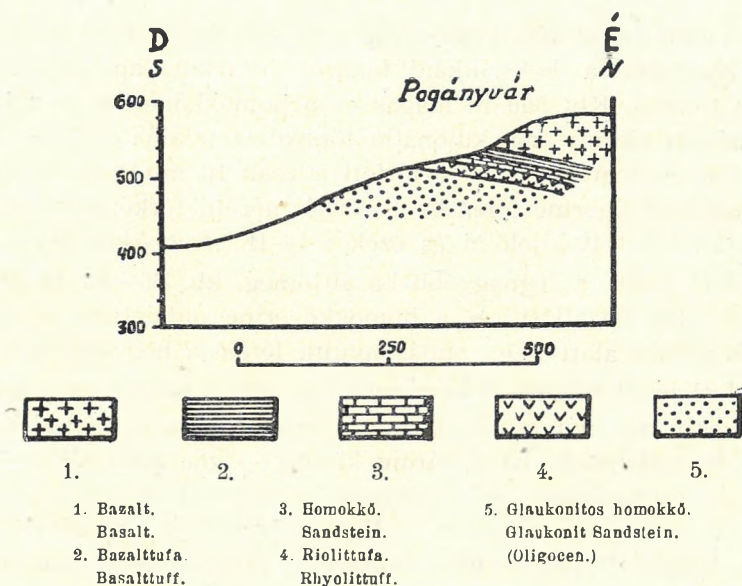
homok, glaukonitos homokkő,
riolittufa,
nagy szemű, kvarcdús homokkő.

Az alapzat főtömegét a homok és apokás homokkő alkotja, mely az egész környéken, ahol nincsen bazalt vagy bazalttufa, mindenütt a felszíni formákat alakítja. Riolittufát és kvarcdús homokkővet csak a bazalt alatt találunk, egyebütt teljesen erodálódott. E két kőzetet egyébként Pogányváron is csak helyenként találjuk száiban, nagyobb részét a hatalmas bazaltomlások eltakarják, melyek a lejtőket borítják, de jelenlétük biztosan kimutatható, mert az omlások anyagában ezeknek a kőzeteknek darabjai többhelyütt megtalálhatók. Pogányvár felépítését az 5. sz. geológiai szelvényen mutatom be.

A pogányvári bazalttakarót létrehozó vulkáni működés törmelékszórásból és lávafolyásból állott.

Az első kitörés törmelékszórás volt, ennek anyagából keletkezett bazalttufa barna-vörösbarna színű, tömeges kőzet. Anyagát sok lapilli, apróbb vulkáni bombák, lávafoszványok és vulkáni homok építik fel, melyekhez a mélyből felragadott idegen zárványok, kavics, homok és riolittufadarabok járulnak. A bazalttufát szálban a takaró peremén, a bazalt alatt, csupán három helyen találtam, de törmeléke a perem alatti oldalakon köröskörül elég gyakori.

5. sz. szelvény. — Profil Nr. 5.



Pogányvár bazalttakaróját kétféle, egymástól jól különböző bazalt építi fel, melyek feltűnően hasonlítanak a Monossa takaró bazaltjaihoz. A főtömeget itt is a sűrűszínű, többnyire réteges, olivindús bazalt alkotja, mely a takaró szélét köröskörül hatalmas, átlag 6—30 m magasságú sziklafalakban szegélyezi. Különösen szép képet nyújtanak ezek a bazaltsziklák a Pogányvár 581 m-es főcsúcsa alatt, ahol azok tövében hatalmas és közismert bazaltomlás, valószínűleg kötenger húzódik le a völgy talpa felé. Hasonló meredek sziklafalak szegélyezik a takaró nyugati oldalait, Erős-ág és Bagoly-hegy peremét is, ahol a meredek bazaltsziklák alját szintén nagy omlások kísérik.

A Pogányvár felépítésében résztvevő másik bazalttípus a fennsíknak csupán a nyugati gerincében jelenik meg, ahol a 575 \pm Kis-Karád lapos csúcsát alkotja.

Szürkeszínű, finom szemcsés, tömött szövetű bazalt ez, mely feltűnő sok, már szabadszemmel is látható földpátlécet, de kevés olivint és augitot tartalmaz. Ez a bazalt a Kis-Karád peremén 1—2 m átmérőjű, kőzsákszerű vertikális oszlopokban jelenik meg.

A pogányvári fennsík körül, részben annak déli, illetve északkeleti oldalain két különálló, de aránylag kistömegű bazaltkúpot találunk, melyek közete a takaró bazaltjaitól határozottan különbözik.

Az egyik bazaltkúp Pogányvár déli oldalán, a medvesi fennsíkhöz közelebb, a két vulkáni takarót összekötő apokás-homokgerincen települ. Kb. 500 m magas ez a homokkőgerinc és rajta a bazalt három kicsiny, ma különálló tömegben található. Közülök a legnagyobb és legmagasabb bazaltfolt is csak 10 m-el emelkedik ki az apokás-homokgerinc fölé. Az 1:25.000 méretű térképen csak két bazaltfoltot lehetett kijelölni és ezeket I—II. számmal jelöltem.

Az I-el jelölt, a legnagyobb bazalttömeg, kb. 50—60 m átmérőjű kerekded bazalttörés a homokkőgerinc oldalában, melynek meredek oldala alatt nagy omlás nyúlik lefelé a hegyoldalban.

A II-el jelölt bazaltfolt keskeny telér, míg a harmadik a 499 \pm lapos csúcsán ma már csupán bazalttörmelék található, maradéka ez egykori bazaltkúpnak. Ez a három kicsiny — ma különálló — bazaltfolt tulajdonképpen egy kitörésből származott, felszíni formája lepusztult és csak ez a három különálló bazaltfolt maradt belőle. Az I. sz. bazaltfolt valószínűleg az egykori krátertöltelék maradéka.

A három kis előfordulás anyaga egyforma, majdnem fekete színű, igen tömötszövetű bazalt, melynek egynemű anyagában semmiféle elegyrész sem ismerhető fel. Vékonyan oszlopos bazalt ez, bár oszlopai helyenként eltorzultak, vagy rosszul kifejlődött formájúak. Kőzettilag ezek a bazaltok a somosköi várhegy és az alább tárgyalandó Tilic-hegy bazaltjához hasonlók.

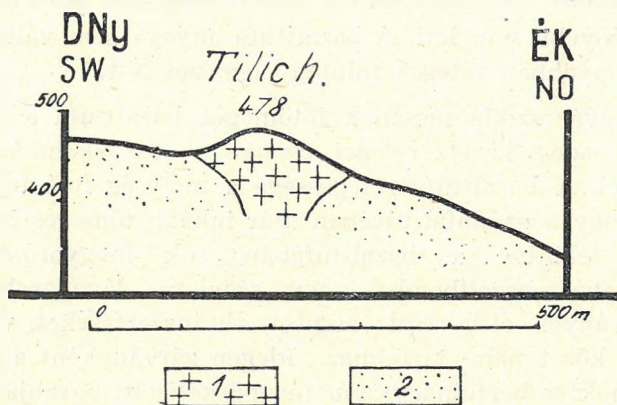
Tilic-hegy.

Sokkal jobban megtartotta formáját az a bazaltkúp, mely a pogányvári bazalttakaró északkeleti lejtőjén emelkedik ki annak homok—homokkő alapzatából. A *Tilic-hegy* 482 m magas, kb. 250 m

átmérőjű merekfalú bazaltkúpja ez, melynek oldalait rövid bazalt-oszlopok borítják. Az egész vulkáni kúp egyszeri lávakitörésből keletkezett, de a felszíni formából csak a kráterkitöltődés maradt vissza. A Tilic-hegy geológiai felépítését a 6. sz. szelvény érzékíti.

Tilic-hegy kőzete szürkésfekete színű, igen tömörtszövetű bazalt, benne semmiféle elegyrész sem ismerhető fel. A vékonyan oszlopos bazalt oszlopai csoportosan egyesülve, különböző irány-

6. sz. szelvény. — Profil Nr. 6.



1. Bazalt.
Basalt.
2. Glaukonitos homok—homokkő.
Glaukonit — andstein.
(Oligocen.)

ban hajolnak a kúp oldalain, hasonlóan mint a somoskői vár-hegyen. Az oszlopok helyenként egyirányban ellaposodnak, mintha vékonyan rétegesek lennének. A Tilic-hegy bazaltja, az atmoszferiliák hatására a felszínen apró murvává bomlik, sőt útésre is ilyen apró mogyoró-diónagyságú darabokra esik szét.

Sőregi-bagolyvár.

Pogányvári bazalttakaró messze, északfelé elnyúló, üledékes lejtő-jének aljában, már Sőreg falu szélén, emelkedik a Bagolyvár szikla-cúcsa. A 230—240 m lapos térszínből hirtelen 313 m-re kiemelkedő sziklacsúcs déli oldala, kb. 80—84 m magas, meredek sziklafal.

ellenben az északi-északkeleti oldalához 260—270 m magasan homok-homokkőgerinc támaszkodik, mely onnan keleti irányban húzódik. A sziklacsúcs vulkáni eredetű, tulajdonképen bazalttufából áll, melyben rendszertelenül 1—2 m vastag bazalttelérek települnek. Az ellipszis alapú bazaltszikla tulajdonképen az egykori kráter-kitöltődés, mely a szomszédos homok- és homokkő-rétegekkel vertikális falban érintkezik, amit a déli csupasz sziklafal jól feltár. A kontaktuson a két kőzet igen keveset változott. A homok- és homokkő-rétegek anyagának csak a rétegezettsége szűnt meg, a határon mintegy elkenődött, de egyébként a kőzet meg sem pörkölődött, még csak keményebb sem lett. A bazalttufa anyaga sem változott mindössze vékonyabban réteges, mintegy lemezes lett.

Bagolyvár sziklacsúcsának főtömegét bazalttufa alkotja, mely vastagon pados kőzet, rétegei csupán a homokkőhatár felé vékonyodnak el. A bazalttufa rétege ssége a mélység felé teljesen eltűnik, úgyhogy a sziklafal tövében már inkább tömeges lesz a kőzet. Anyagát tekintve a bazalttufában sok mogyoró-dió nagyságú lapilli, kevés bazaltbomba vagy szögletes lávadarab figyelhető meg. Ásványos elegyrészt, augitot, olivinszemcséket, vagy olivinbombát a kőzet nem tartalmaz. Idegen zárványként a glaukonitos homokkőnek emberfej nagyságú, megpörkölődött darabjai találhatóak meg benne.

A bazalttufa tömegét helyenként 1—2 m vastag bazalttelérek járnak át,¹ melyek különösen a sziklacsúcs felső részén, ott, ahol az már szabadon kiáll a szomszédos homokkőrétegek fölé, észlelhetők jól. A vertikális telérek a mélység felé elvékonyodnak, másutt a folytonosságuk szűnik meg. A sziklafal mélyebb részein a bazalt már csak szeszélyesen elágazó, elvékonyodó, majd ismét kivastagodó fonalak alakjában jelenik meg.

Hasznosítható kőzetek — bazaltbányászat.

A megvizsgált és térképezett területen a bazalt, mint útépitő-kőzet a legfontosabb hasznosítható anyag. Ebből az elsőrendű és kiváló minőségű útépitőanyagból a bejárt területen akkora tömeg áll rendelkezésre, mint csupán hazánkban még egy helyen a „ta-

¹ A sőregi bazalttelérek közettani leírását adja: Hermann Margit: Daten zur petrographischen Kenntnis des Bagolyvár-Berges vom Sőreg (in Ungarn) Annales Musei Nationalis Hungarici. Bd. XXXIV. 1941. S. 16—20.

polcai-medencében“, illetve annak környékén. Ezen hatalmas kőzet-tömegeknek és a bazalt kiváló sajátosságának ellenére rendszeres bazaltbányászat ezen a területen csupán a medvesi fennsíkon folyik, igaz, hogy ott azután nagyméretekben, úgyhogy ez a fensík hazánk egyik legelső kőipari központja. A többi bazalt-hegy, a Monossa és Pogányvár hatalmas bazalttakaróinak, bár bazaltanyaguk szintén alkalmas, kitűnő minőségű és tömegben sem marad a medvesi bazalttakaró tömege mögött, bazaltbányászata mégis jelentéktelen, illetve nincs is, mert az oldalaikba mélyedő néhány kisebb kőfejtőben csupán helyi jelentőségű kőbányászat folyik. A bazaltbányászat jövőbeli kifejlődése nézőpontjából azonban úgy a Monossa, mint a Pogányvár hatalmas bazalttakarói nagy jelentőségűek, de közülük a Monossa-Bénahegy bazalttakarója a reményteljesebb, mert közelebb fekszik a Salgótarján-Losonci fővonalhoz.

A bazaltbányászat nézőpontjából ma, az egész nógrád-gömöri bazaltterületen a Medves-fennsíknak van a legnagyobb jelentősége. Ezt élénken bizonyítja az a tény, hogy a 12 km² kiterjedésű bazalttakaró peremén köröskörül, kb. 20 kisebb-nagyobb bányá-üreg mélyed, melyek közül a hegy nyugati oldalán telepített kőbányák, hazánk legnagyobb bazaltbányái közé tartoznak. Teljesen korszerű gépi erőre dolgozó üzemek ezek, melyek állandóan sok száz munkással, kockakövet és zúzottkövet termelnek.

A csatolt I. sz. vázlatos térképen a medvesi bazalttakaró kiterjedését, illetve annak szélein telepített kisebb-nagyobb bányá-üregeket mutatom be. Ezen a térképen megjelöltem a szénbányá-területeket is. A Medves-fennsíknak ugyanis egy másik, a bazaltnál sokkal értékesebb, bár sokkal kisebb tömegű bányakincse is van: a szén, mely a bazalttakaró alatt települ. Sajnos, a szénnek nagyrészt már kitermelték, a telepek kimerülőben vannak, ezidő-szerint a Medves déli felében folyik a szénbányászat és két vállalat termel. A „Rimamurányi Salgótarjáni Vasmű Rt. szénbányaüzemé-nek központja a salgó-bányatelep, ahonnan a kitermelt szenet kis-vasút szállítja a salgótarjáni vasüzemeibe. A másik szénvállalat, a „Rónai-telepről“ bányászta és bányássza, a Medves déli felében, a bazalttakaró alatti szénkincset.

Bazaltbányászat tekintetében a medvesi bazalttakarónak csak a felső, réteges szürke bazaltja bír fontossággal. Világos, ritkán sötétebb szürkeshínű réteges bazalt ez, mely kitűnően hasad, igen kemény és a törési, valamint a hasadási lapokon is egyenletesen

tömöttszövetű. Kiváló sajátságai mellett óriási tömegben található, hiszen a Medves-fennsíknek a felszínét 12 km² kiterjedésben borítja, míg a vastagsága 58—14 m között változik, ami óriási tömeget képvisel és a medvesi-fennsíknek hatalmas nemzetgazdasági jelentőséget kölcsönöz.

A medvesi bazaltbányászat jelentőségét mi sem bizonyítja jobban, mint az, hogy 1878—80 óta, amikor itt az első bazaltbányát megnyitották, tehát 64 éven keresztül, a bazaltbányászat állandóan fejlődött és minden dekonjunktura viharát jól kiállta. Az első bazaltbányát a Medves-fennsík északnyugati végében, illetve a Somoskő melletti Nyerges-hegyen, a holland származású Jansen Adolf birtokos 1878, illetve 1880-ban nyitotta meg, ezek voltak az ú. n. „bremszi-bánya“ és a mai „macskalyuki-bazaltbánya“. A medvesi-fennsíknek kőipari jellege azóta folytonosan emelkedik, amit nemcsak meg kell őrizni, hanem tovább is fejleszteni, hiszen ennek a mezőgazdaságilag szegény vidék lakosságának csupán a szén- és bazaltbányászat biztosítja a helyben való biztos megélhetést.

A medvesi bazalttakarót kitermelő sok kőbánya között két nagy tőkeerős vállalat szerepel:

I. Somoskői Bazaltbánya R. T.

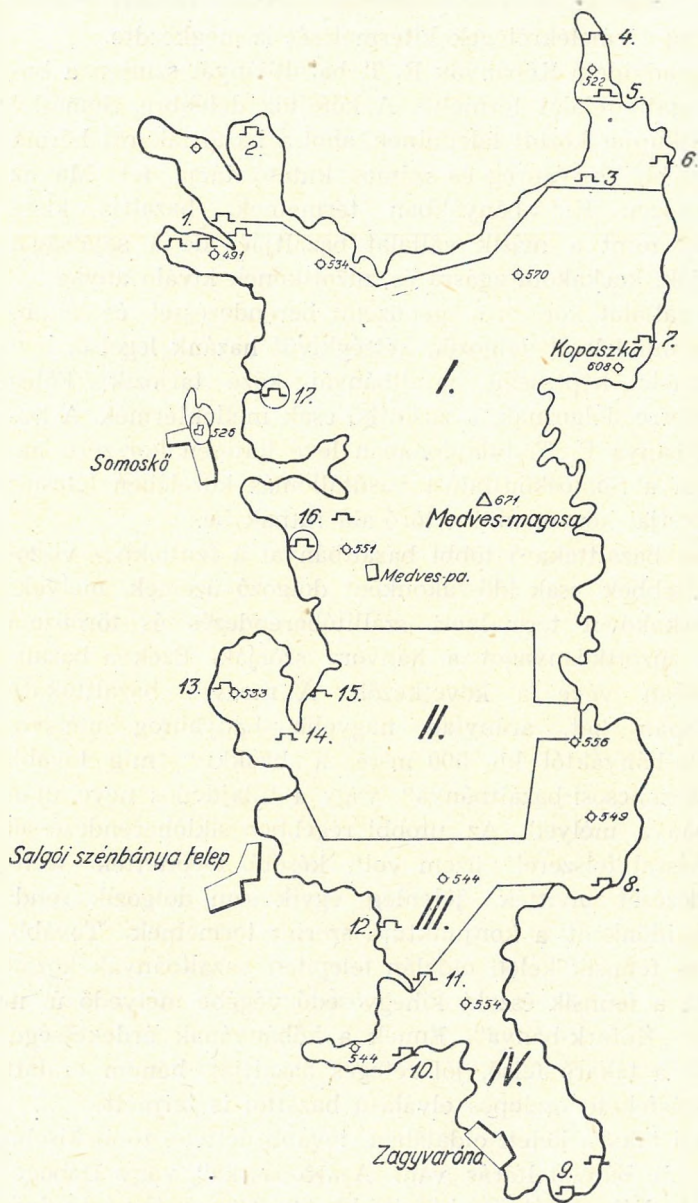
II. Nógrádvidéki Kőbányák R. T.

Ezeknek a vállalatoknak kőbányái a bazalttakaró nyugati, tehát a Salgótarján-Losonci fővonalhoz közelebb eső oldalán települnek, ahonnan 6—8 km hosszú kisvasúton szállítják a bazaltot a Somoskőujfalusi vasútállomásra, illetve az ott felállított hatalmas törőüzembe és rakodókra.

I. A Somoskői Bazaltbánya R. T. ma két nagyobb kőbánya-telepen termel. Ezek egyike a Somoskő falutól keletre, azzal átellenben mélyülő ú. n. „Magyar-bánya“. A közel félköralakú, átlag 120 m átmérőjű bányaureg 40 m max. bazaltfalat termel, de kőanyaga a mai bányaszint alá húzódik, ott még átlag 5—8 m jól réteges bazalt települ. A bányának jól réteges bazaltja nagy szárlék kitűnő kockakőanyagot szolgáltat.

A vállalat másik és régibb bányatelepe sokkal nagyobb, ez a takaró északnyugati végén telepített „macskalyuki-bazaltbánya“, mely 5 nagyobb bányauregből áll. Négy bányaudvar kb. 650 m hosszúságban és átlag 20—35—40 m vastagságban bontja meg a bazalttakaró nyugati oldalát, míg az ötödik telep, az elkülönült

I. SZ. TÉRKÉP. — KARTE NR. I.



I. A «Somoskői Bazaltbánya R.-T.» bazaltterülete.

I. Das Basaltgebiet der «Somoskői Bazaltbánya A. G.»

II. A «Nógrádvidéki Kőbányák R. T.» bazaltterülete.

II. Das Basaltgebiet der «Nógrádvidéki Kőbányák A. G.»

III. A «Rimamurány-Salgótarjáni Vasmű R.-T.» bazalttal borított szénterülete.

III. Das durch eine Basaltdecke bedeckte Kohlengebiet der «Rimamurány-Salgótarjáner Eisenwerke A. G.»

IV. A «Salgótarjáni Kőszénbánya R.-T.» bazalttal borított szénterülete.

IV. Das durch eine Basaltdecke bedeckte Kohlengebiet der Salgótarjáner Kohlenbergwerk A. G.»

1. Macskalyuki bazaltbányák
17. Határ-bánya
16. Magyar-bánya

Somoskői
Bazaltbánya
R.-T. kőbányái

15. Közép-bánya
14. Kis-bánya
13. Eresztvényi bánya

Nógrád-
vidéki kő-
bányák R.-T.

12. Rimamurányi vállalat bazaltbányája.
11. Volt Lauffer-féle bazaltbánya.

9-10 Róna falu körüli kisebb köfajtók.

8. Róna falu bazaltbányája.

5-7. Kisebb bazaltbányák.

4. Básti, vagy Kófark bánya.

3. Abroncsosi bazaltbánya.

2. Brucki bazaltbánya

Mérték = 1 : 51.666

A medvesi bazalttakaró elterjedése és a peremén mélyített bazaltbányák.
Die Ausbreitung der Medveser Basaltdecke und die an deren Rändern
gelagerten Basaltbrüche.

„Gizella-telepen“ ma már nem dolgoznak. A vállalat az utóbbi években a szomszédos „Somoskői-várhegy“ északi oldalát borító, szokatlan vastag törmeléktrétegek kitermelését is megkezdte.

II. A Nógrádvidéki Kőbányák R. T. bazaltbányái szintén a bazalttakaró nyugati oldalát termelik. A kőfejtők délebbre, Somoskő és Salgó bazaltkúpjai között települnek, ahol a bazalttakarót három nagyobb, 3 kisebb bányaureg és számos kutató tárja fel. Ma az Eresztvényi—Közép—Kis bányákban termelnek, bazaltja kissé sötétebbszürke, mint a másik vállalat bazaltjáé, de a sajátságai éppen olyan jók, kockakőfaragásra és zúzottkőnek kiváló anyag.

Mindkét vállalat korszerű, gépüzemi berendezéssel és állandóan sok száz munkással dolgozik, kétségkívül hazánk legelső, legnagyobb termelő képességű bazaltbányái közé tartozik. Főleg kockakőtermelésre dolgoznak, a zúzottkő csak melléktermék. A Somoskői Bazaltbánya R. T. tulajdonában lévő teljesen korszerű hatalmas zúzómű a Somoskőújfalusi vasútállomás közelében létesült és a MÁV kocsijai közvetlenül a törő alá futnak be.

A medvesi bazalttakaró többi bazaltbányái a fentiekhez viszonyítva már kisebbek, csak időszakonként dolgozó üzemek, melyekben csak kockakövet termelnek, szállítóberendezés és törőüzem hiányában a zúzottkőanyagot a hányóra szórják. Ezek a bazaltbányák sorjában véve a következők. A medvesi bazalttakaró északi oldalában két, aránylag nagyobb bányaureg mélyed: a macskalyuki-bányáktól kb. 500 m-re, a „brukki-“, míg tovább keletre, az „abroncsosi-bazaltbánya“, vagy a tulajdonos neve után Hencz-féle bánya mélyed. Az utóbbi régebben siklóberendezéssel és munkáslakással felszerelt üzem volt, később leépítették, technikai berendezését elvitték, jelenleg egyik sem dolgozik rendszeresen, csak időnként, a konjunktura szerint termelnek. Tovább, már a Medves fennsík keleti oldalán telepített bazaltbányák között legérdekesebb: a fennsík északi kihegyesedő végébe mélyedő ú. n. „Básti“, vagy „Kőfark-bánya“. Ennek a kőbányának érdekessége, hogy nemcsak a takaró felső, jól réteges bazaltját, hanem ezalatt települő szürkésfekete oszlopos elválású bazaltot is termelt.

A medvesi takaró keleti oldalában, tovább dél felé, több kisebb és két nagyobb bányafeltárás van. A „Kopaszka“, vagy Dobogó-hegy (608 \pm) aljában mélyülő kőfejtő kb. 50—60 m. mélységig tárja fel a bazalttréteget. Tovább dél felé, a fennsíknak ú. n. Domonkos-tető részén Róna falu kőfejtője mélyed. Mindezek a kőfejtők bár nagyobbak és elsőrendű bazaltanyagot tartalmaznak, csak

időnként és rendszertelenül dolgozó üzemek, melyeknek óriási nehézséget okoz a szállítás kérdése, messze fekszenek a vasúti vonalaktól. Falusi kisemberek, egyedül vagy közösen, megfelelő tőke nélkül bérlik ezeket a kőfejtőket, ahol minden gépberendezés nélkül csupán kockakőtermelést végeznek. A termelés rendszertelen rablógazdálkodás, mert csak a jó kőanyagot szedik ki, a törmelék a bányauregbe szórják, miáltal az lassan betemetődik.

A medvesi bazalttakaró déli és délnyugati oldalán is telepítettek kisebb, időszakos kőfejtőket, főleg Róna falu környékén. Nagyobb kőfejtőt még a fennsík nyugati oldalán találunk, a salgói szénbánya teleptől délre, az ú. n. Lauffer-féle bazaltbányát. Az első világháború utáni kőkonjunktura idején nyitották ezt a kőfejtőt, melynek bazaltját a szénbánya kisvasútjának igénybevételével szállították le Salgótarjánba. Az üzem kb. 15 év óta szünetel.

A salgói szénbányatelep közvetlen közelében, maga a vasgyár nyitott kisebb bazaltbányát, a salgótarjáni vasművek és lakótelepek kockaszükségletének ellátására.

Már ebből a rövid jellemzésből is látható, hogy a medvesi bazalttakaró a nógrád-gömöri bazaltterületnek igen fontos bazalt-hegye, melynek országos viszonylatban is fontos kőipari jellege van. A bazaltbányászatnak a tovább fejlesztése közgazdaságilag is fontos, nemcsak a vidék szociális érdeke kívánja meg, hanem hazánk útépitése, úthálózatának kialakítása is szükség szerint előírja. A Medves fennsík másik bányakincse, a szén kimerülőben van, ami ha egyszer elkövetkezik, az itteni lakosságnak csupán a bazaltbányászat biztosíthatja megélhetését.

A megvizsgált és e dolgozatban jellemzett terület többi bazalt-hegyein a bazaltbányászat ezidőszerint még jelentéktelen. Csupán a Monossa-Béna hegy északi végén nyitották, még az első világháború előtti időben a „csomai-bazaltbányát“; ez a korszerű berendezésű bazaltbánya a Béna-hegy 466 m végét, annak keleti oldalát kb. 500 m hosszúságban bontotta meg. A kitermelt bazaltot drótkötélpályán szállították a Fülel-Miskolczi fővonalon fekvő Csoma állomás mellett elhelyezett törőüzembe. Az első világháború után, 1919-ben a bányát teljesen leszerelték, technikai berendezését elszállították, ma nem dolgozik.

A Monossa bazalttakarójában a csomai bányán kívül csak a legutóbbi időben, 1939-ben kezdték újabb kőbányát nyitni. A takaró közepén, az 521 m pont körül, a Kis-Béna hegy nyugati oldalát nyitották meg. Tőkehiány, megfelelő üzemi berendezés és

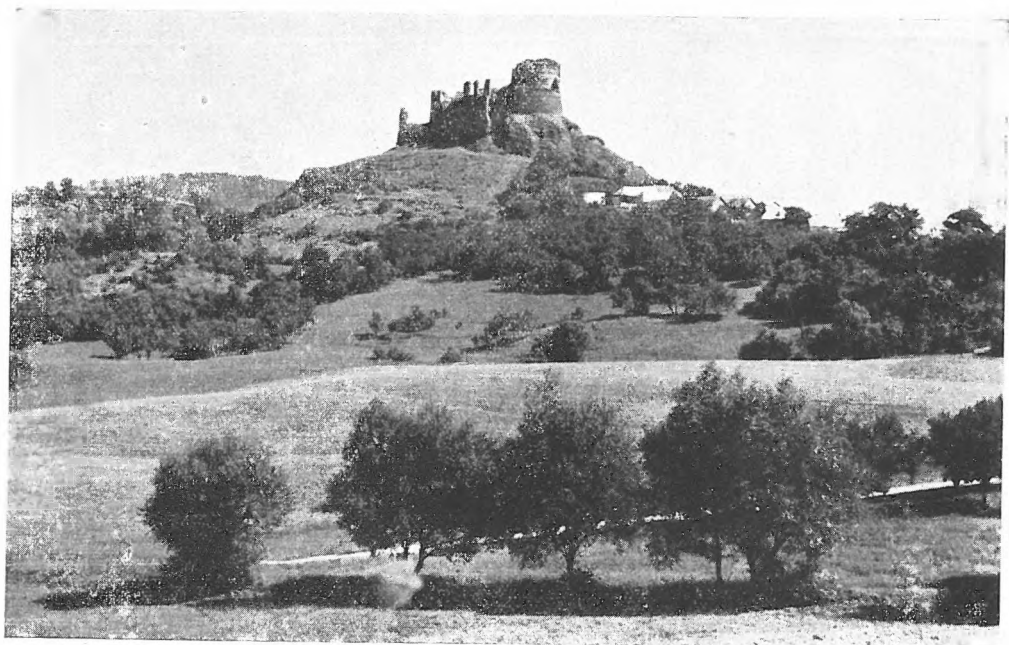
főleg szállítóberendezés nélkül nem alakulhatott ki egészséges, folytonos termelés; az üzem időnként leáll, majd ismét megindul. A kitermelt bazaltkockát szekéren szállítják a kb. 13 km-re fekvő Fülek vasútállomásra.

A Monossa keleti oldalában az 502 \pm oldalgerinc végén, kisebb, falusi kőfejtőben termelik a bazaltot.

Kisebb, de régi bazaltbányászat folyik még a Kelenc-hegy (482 \pm) nyugati oldalán is. A jól réteges világosszürke bazaltból kockát faragnak, a többi bazaltanyag a hányóra kerül.

A Pogányvár hatalmas bazalttakarójában sehol sincsen jelentékeny kőbánya.

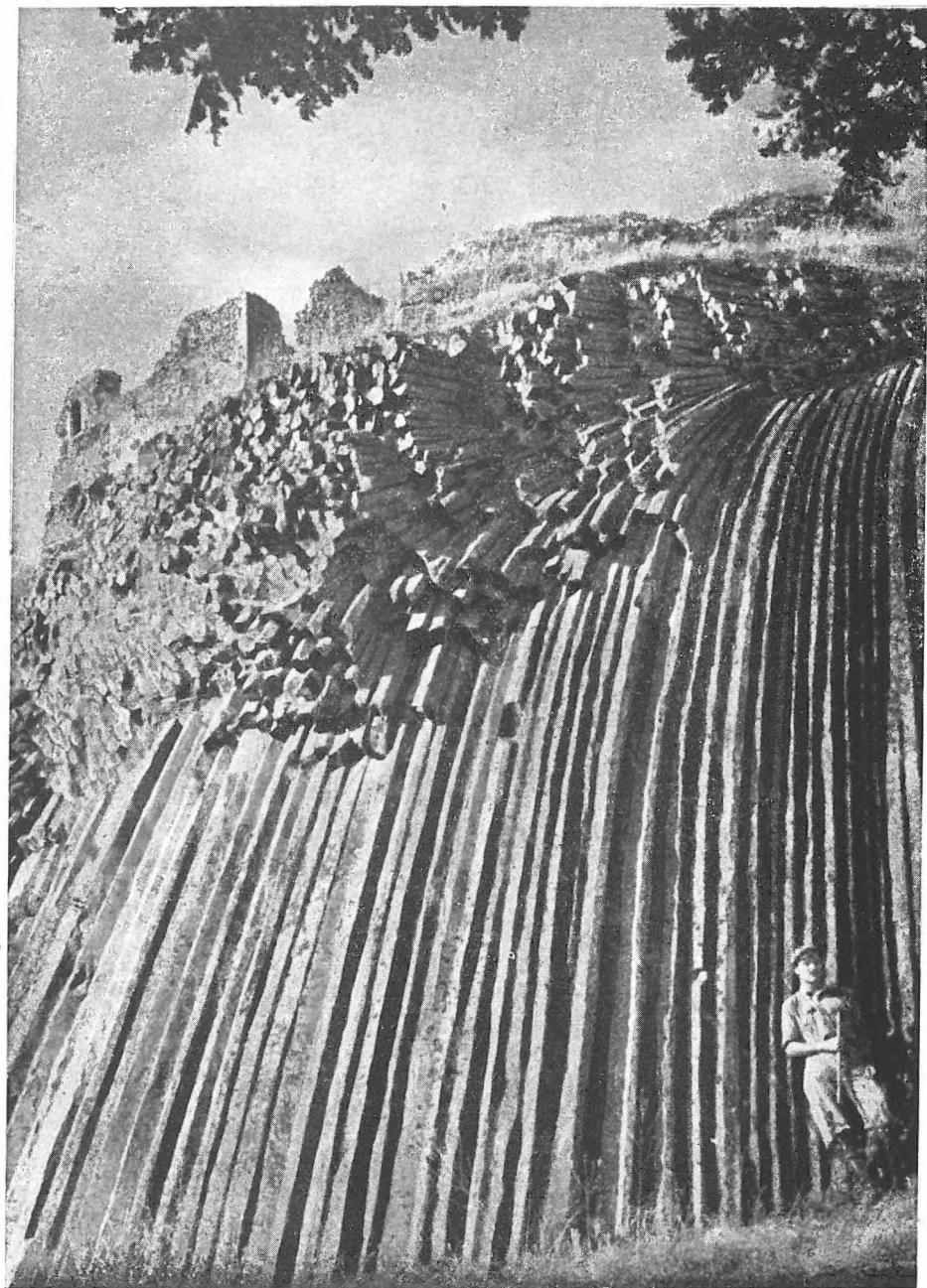
Sőreg falu szélén emelkedő hatalmas bazalttufaszikla, a Bagolyvár anyagát házépítésre termelik a falusiak.



1. sz. fénykép. — Abbildung 1.

Somoskői várhegy bazaltkúpja nyugatról nézve. Baloldalt, háttérben a medvesi bazalttakaró látható.

Die Basaltkuppe des Somoskőer Stehlossberg vom Westen gesehen, im Hintergrunde ist die Medveser Basaltdecke sichtbar.



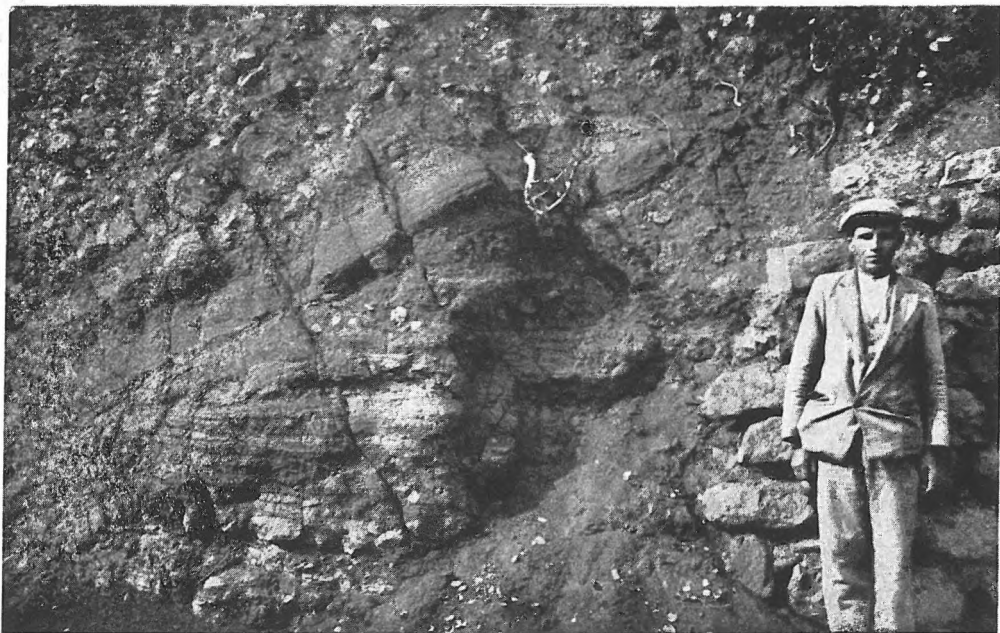
2. sz. fénykép. — Abbildung 2.

Somoskői várhegy oszlopos bazaltja, ú. n. «bazaltömlés».
Der Säulenartig ausgebildete Basalt der Somoskőer Schlossberges
der sogenannte «Basaltergus»



3. sz. fénykép. — Abbildung. 3.

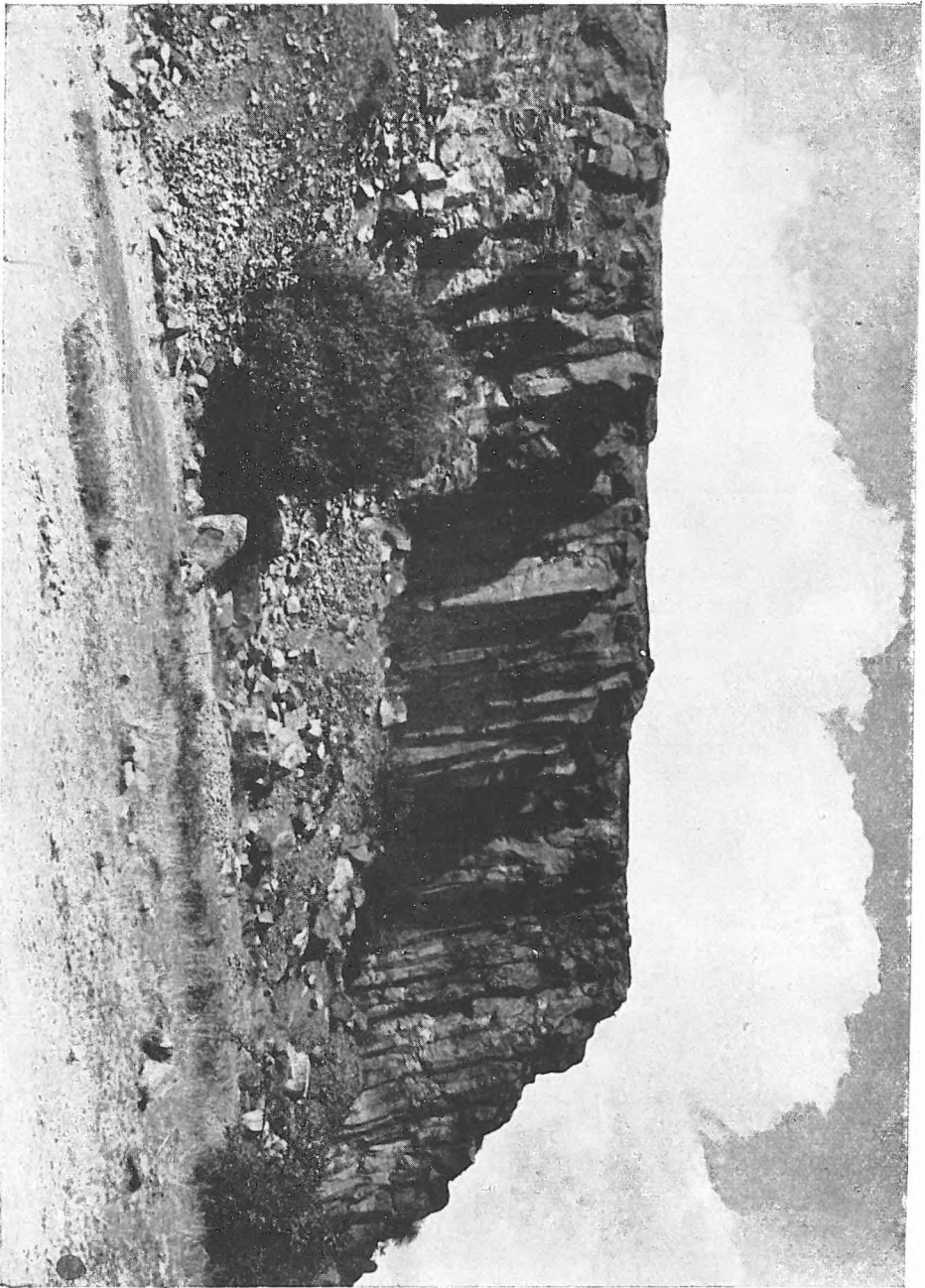
A medvesi vulkáni takaró alsó, oszlopos bazaltja, a básti bányában.
 Der untere säulenartig ausgebildete Basalt der Medveser vulkanischen
 Decke im Báster-Steinbruch.



4. sz. fénykép. — Abbildung. 4.

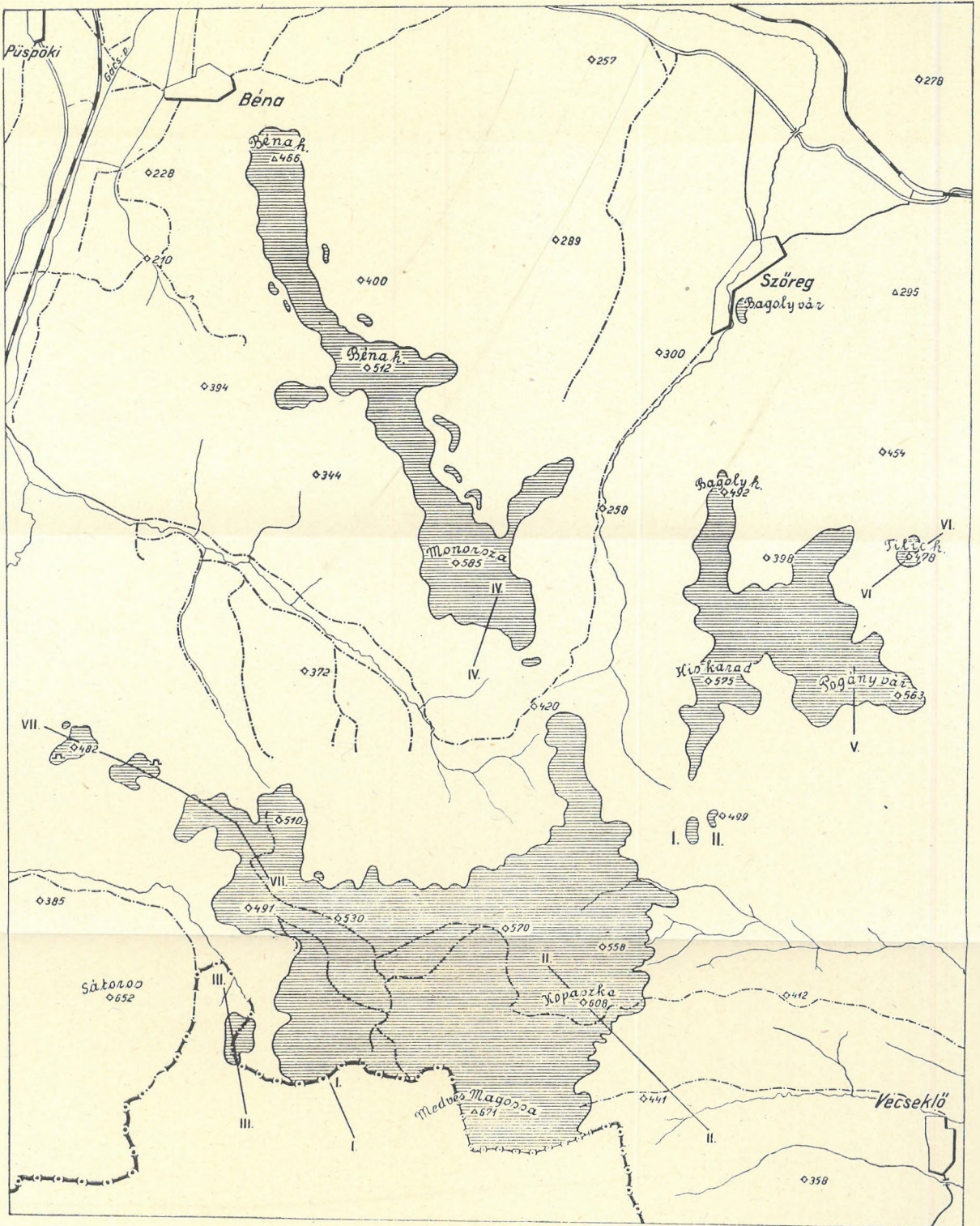
A medvesi takaró bazalttufáinak diszkordáns települése, a «Kisbánya» bejárati bevágásában.
 A vízszintes alsó tufára diszkordánsan települ a kristálytufa.

Die diskordante Lagerung der Basalttuffe der Medveser vulkanischen Decke im Einschnitt
 des Eingangs des «Kisbánya». Der Kristalltuff lagert diskordant auf dem unteren wagerecht
 gelagerten Tuff.



5. sz. fénykép — Abbildung. 5.

Monosa bazaltkarójanak északi nyúlványu, a Béna-hegy végén telephetett «sonnai bazaltbánya» oszlopos bazaltja.
Der nördliche Ausläufer der Basaltdecke von Monosa, der am Ende des Béna-Berg gelagerte Säulenbasalt
des «Osomaer-Basaltstrebhuches».



Mérték = 1 : 50.000.

Somoskő—Fülek—Ajnácskő között települő bazaltok és bazalttufák. (A geológiai szelvények irányait számozott vonalak jelölik.)

Die zwischen Somoskő—Fülek—Ajnácskő lagernden Basalte und Basalttuffe. (Die Richtung der geologischen Profile werden durch nummerierte Linien bezeichnet.)

DIE BASALT-VORKOMMEN ZWISCHEN DEN GEMEINDEN SOMOSKÖ—FÜLEK—AJNÁCSKÓ (UNGARN.)

(Geologische Kartenskizze. Nr. II.)

Von Dr. Lajos Jugovics.

Entsprechend einer Verordnung des ung. Ackerbauministeriums betraute mich die Leitung der staatl. ung. Geologischen Landenanstalt mit der Aufgabe, die Untersuchung des nördlichen, bisher jenseits der Trianoner Grenzlinie liegenden Teiles des Nográd-Gömörer Basaltgebietes vorzunehmen und mich somit meinen, in den Vorjahren vorgenommenen Aufnahmen anzuschliessen.

Der Trianoner Friedensvertrag trennte den grösseren, nördlichen Teil des Nográd-Gömörer Basaltgebietes, die gewaltigen Basaltberge ab. Nur der südliche, kleinere, um Salgótarján liegende Teil des Basaltgebietes, so der Südteil der Medveser-Decke und einige kleinere Kuppen verblieben uns. Durch dieses Verfahren, dadurch, dass unsere besten Steinbrüche auf verlorenem Gebiet lagen, erhielt unser Strassenbau einen harten Schlag. Die schwere Lage wurde nachträglich durch ein internationales Abkommen teilweise dadurch gebessert, dass es das Steinmaterial unseres ältesten und grössten Steinbruches, des „Macskalyuker Basaltbruches“, welcher am nordwestlichen Ende der Medveser Basaltdecke liegt, an Ungarn derart sicherte, dass wir dasselbe zollfrei einführen konnten und sogar, dass dieser Basalt auf tschechischem Gebiet überhaupt nicht benutzt wurde.

Vom heimgekehrten Basaltgebiet untersuchte und mappierte ich — wie es auch aus der Benennung dieses Berichtes hervorgeht — allgemein das durch die die Gemeinden Somoskő—FüleK—Ajnács-

kő verbindende Linie begrenzte Gebiet. Auf demselben sind folgende grössere und ausgiebigere Basaltdecken und einige Basaltkuppen geringerer Menge aufzufinden:

1. Der Nordteil der *Medveser Basaltdecke*.
2. Die Basaltdecke des 470 m hohen „*Bükkrét-tető*“.
3. Die Basaltdecke des 482 m hohen „*Kelencz-Berges*“.
4. Die Basaltkuppe des 526 m hohen „*Somosköer Schloßberges*“.
5. Die Basaltdecke des „*Monossa-Béna-Berges*“, (585—466 ϕ).
6. Die Basaltdecke des „*Pogányvár*“ (581—492 ϕ).
7. Die 482 ϕ m hohe Basaltkuppe des „*Tilic-Berges*“.
8. Die 314 ϕ m hohe Basalttuffkuppe des „*Bagolyvár*“ bei Sőreg.

Im folgenden schildere ich den Aufbau dieser Basaltberge, hier wünsche ich nur im allgemeinen hervorzuheben, dass das Fundament dieser vulkanischen Gebilde — mit wenigen Ausnahmen — durch sedimentäre Schichten aus dem Oligozän gebildet wird. Wir können festlegen, dass nördlich der Trianoner Grenze nur bei Csákányháza die kohlenhaltigen Miozanschichten als Unterlage des Basaltes erscheinen. Auch der Riolittuff bleibt in diesem Gebiete weg, von diesem fand ich nur unter der Basaltdecke Pogányvár einige kleinere Flecken im Stock, sonst überall wird das Fundament einer jeden Basaltdecke durch Sand, kieseligen Sand und Sandsteinschichten gebildet.

Für diese hochebeneartigen Basaltdecken von grosser Ausdehnung ist es bezeichnend, dass an allen steilen Seiten ihrer aus losen Sedimenten aufgebauten Fundamente gewaltige, sich tief hinziehende Basaltrutsche zu finden sind. Diese habe ich auf den Karten detailliert eingezeichnet. Es ist bemerkenswert, dass das Gesteinsmaterial der Basaltdecke stets ein graufärbiger, gut geschichteter Basalt ist, während das Gestein der vulkanischen Kuppen geringerer Menge ein schwarzer und säulenartiger Basalt ist. Bezüglich des Aufbaues, der vulkanologischen und petrographischen Eigenschaften der aufgezählten Basaltberge konnte ich — kurz gefasst — folgendes feststellen.

Der Nordteil der Medveser Basaltdecke.

Der Medvesberg ist eine durchschnittlich 520—570 m hohe Hochebene, deren Breite in Ost-West-Richtung 2—2.5 km, ihre

Länge in Nord-Süd-Richtung 6—6.5 km beträgt, die gesamte Ausdehnung beträgt 12.8 km². Die flache Oberfläche wird durch eine einheitliche zusammenhängende vulkanische Decke bedeckt, am Ostrand erhebt sich annähernd 100—120 m über die Decke eine domartige Spitze, der „Medves-Magossa“ (671 -♁), den Ort des einstigen Kraters bezeichnend.

Das Fundament der vulkanischen Decke von Medves wird durch sedimentäre Gebilde, die kohlenhaltige Schichtgruppe aus dem Miozän und der darunter liegenden Schichtengruppe aus dem Oligozän aufgebaut. Die vulkanische Decke selbst wurde durch einander folgende, auch in ihrem Gesteinsmaterial verschiedene Ausbrüche hervorgebracht. Mit Rücksicht darauf, dass die Grenze zwischen den einzelnen vulkanischen Gebilden immer eine scharfe ist, Übergänge nie festgestellt werden konnten, kann es festgestellt werden, dass die Ausbrüche stets durch kleinere-grössere Pausen unterbrochen wurden.

Die vulkanische Tätigkeit hatte einen Stratocharakter, die Geröllstreuung wechselte mit Lavafluss ab.

Die vulkanische Tätigkeit wurde mit einer Geröllstreuung begonnen, solche fand in einigen Teilen der Medveser Decke sogar zweimal statt. Aus dem Material der ersten Geröllstreuung entwickelte sich ein Basalttuff normaler Zusammensetzung, während das Material der zweiten Geröllstreuung ein vom selben abweichender, sogen. Kristalltuff ist. Der untere Tuff fehlt bei einigen Teilen der Medveser Decke vollständig, woraus wir darauf schliessen können, dass die erste Geröllstreuung nur auf einigen Teilen der Decke erfolgte, während der Kristalltuff der zweiten Geröllstreuung in grösserer Menge unter dem grauen, schichtigen Basalt überall aufzufinden ist, daher das Resultat eines gewaltigeren Ausbruches darstellt. Die zwei Arten des Tuffs lagern sich konkordant (Geolog. Profil Nr. 1. auf Seite 645.) nur an wenigen Stellen fand ich diskordante Lagerung. Auf der Abbildung 4., welche den Eingang der „Kisbánya“ der Nógrádvidéker Steinbrüche A. G. darstellt, ist die diskordante Lagerung der beiden Basalttuffarten sehr gut zu beobachten.

Den zwei selbständigen Geröllstreunungen folgten auf der Medveser Decke Lavaflüsse, während stellenweise zwischen den Lavaausbrüchen kleinere Geröllstreunungen erfolgten, wie es die Tuffeinlagerungen zwischen den Basaltschichten zeigen.

In der Medveser Basaltdecke lagern sich zwei, schon in ihren äusseren Eigenschaften verschiedene Basalte. Die zwei Basalttypen finden wir nur im Nordzipfel der Decke, im sogenannten „Básti“- oder „Kófark“-Steinbruch, und zwar in folgender Lagerung beisammen gelagert:

a) Im Unterteil des Steinbruches lagert sich ein grauschwarzer Basalt von säulenartiger Absonderung. Steile fünf- und sechseckigen Basaltsäulen sind ziemlich gut entwickelt und lagern sich senkrecht.

b) Auf dieser säulenartigen Basaltschicht lagert sich in 6—8 m Dicke ein grauer, gutbänkiger Basalt.

Leider gibt dieser Steinbruch keinen Aufschluss darüber, aus welchen Gesteinen die liegende Schicht besteht, ob sich dort auch Basalttuffe lagern. Der Bruch drang nicht unter die Basalte, die Seiten werden durch gewaltige Geröllhalden ganz verdeckt. In den anderen Brüchen der Medveser Decke konnte ich diesen schwarzen Basalt auf dem Kristalltuff nicht vorfinden. Dies lässt darauf schliessen, dass jener Lavaausbruch, welcher den schwarzen, säulenartigen Basalt erzeugte, keine grosse Ausdehnung hatte und sich nur auf einige Teile der Hochebene beschränkte.

Die Hauptmasse der vulkanischen Decke des Medves bildet der graufarbige Basalt von schichtiger Ausbildung, welcher an der ganzen Hochfläche überall und in beträchtlicher Dicke aufzufinden ist. Dieser Basalt spaltet sich vorzüglich, hat eine dichte, gleichmässige Struktur und ist infolge seiner grossen Druckfestigkeit eines unserer besten Strassenbaugesteine. Er ist infolge der beschriebenen Eigenschaften besonders zum ritzen und zur Erzeugung von Steinwürfeln sehr geeignet. Es ist daher keinem Zufall zuzuschreiben, dass es gerade dieser Basalt war, welcher zum ersten Male als Strassenbaugestein in Ungarn verwendet wurde. Hier wurde im Jahre 1880 der erste Basaltsteinbruch, welcher sich später zum heutigen „Macskalyuker Basaltsteinbruch“ entwickelte, eröffnet.

Die Dicke des Basalts wechselt auf der Medveser Decke zwischen 11 bis 106 m ab, woraus ersichtlich ist, dass jene Lavaausbrüche, aus welchen sich dieser Basalt abkühlte, sehr beträchtlich sein mussten. Zeit- und stellenweise wurden die Lavaflüsse durch Geröllstreuung unterbrochen, welche aber nur kurze Zeit dauerten und von geringer Menge waren. Die zwischen den Schichten des

grauen Basalts befindlichen Basalttuffeinlagerungen haben laut Beobachtungen der Aufschlüsse und der kohlenforschenden Tiefbohrungen eine durchschnittliche Dicke von 3—10 m. Laut meiner Beobachtungen haben diese zwischengelagerten Basalttuffmengen mit dem Gestein des ersten Ausbruches, d. h. mit dem unteren Tuff eine gewisse Ähnlichkeit. Einen zwischen den grauen Basalten gelagerten Kristalltuff fand ich nirgends. Der Kristalltuff lagert sich ständig unter dem grauen Basalt und ist, da unter demselben niemals grauer Basalt aufgefunden wurde, als Niveauzeiger anzusehen.

Wie aus dem Gesagten ersichtlich, hatte die die Medveser Decke aufbauende vulkanische Tätigkeit bestimmten Stratocharakter: Geröllstreuung wechselte mit Lavaflüssen ab. Noch bezeichnender tritt dieser Stratocharakter im Aufbau der auf der Ostseite der Decke sich erhebenden, zweithöchsten Spitze in Erscheinung. Dieser 608 m hohe „*Kopaszkaberg*“, oder laut der Benennung der Dorfbewohner „*Dobogóberg*“ entstand wie das beigelegte geologische Profil Nr. 2. (auf Seite 647.) zeigt, aus sich wiederholenden mehreren Geröllstreunungen und Lavaflüssen.

Das unterste, gleichzeitig auch älteste Gebilde des Fundamentes der Medveser vulkanischen Decke ist der gleichmässig feinkörnige, leicht zerfallende *Glaukonit-Sandstein*. In diesem Gestein sind neben den Glaukonit-Körnchen auch viel Biotit und Muskovit-Glimmerplättchen aufzufinden. In der oberen Lage des Sandsteines sind auffalend viel haselnuss- und nussgrosse Quarzkiessel aufzufinden.

Auf diesem Sandstein lagert ein dünnschichtiger, manchmal lamellenartiger *Riolittuff* von ziemlich dichter Struktur, in welchem viele Pflanzenreste aufzufinden sind.

Auf dem Riolittuff lagert neuerlich ein *Sandstein*, welcher aber mit dem unteren Sandstein wenig Ähnlichkeit zeigt dieser ist ein grobkörniges Gestein von grober Struktur in welchem keine Glaukonitkörner aufzufinden sind. Der Hauptgemengeteil dieses Sandsteines ist der Quarz, welcher in amorphen Körnern verschiedener Grösse, aber oft auch in Gestalt von gut entwickelten sechseckigen Pyramiden erscheint. Das Gestein enthält noch Biotit, Spaltlamellen von Feldspat und auch Bimssteinstücke. Die grossen Körner der Gemengeteile werden durch wenig Grundmaterial verbunden, so dass das Gestein als kristallinischer angesehen werden kann.

Auf diesem grobkörnigen Sandstein lagert die vulkanische Decke, deren unterste Schichte, hier auf dem Kopaszkaberg, der normal entwickelte, durchschnittlich 5 m dicke Basalttuff, bildet. Diesem Tuff folgt diskordant der annähernd 3 m dicke Kristalltuff. Auf dem Kristalltuff lagert eine 22 m dicke, gut schichtige, grau-färbige Basaltschicht, deren unterste 1—2 m breite, mit dem Tuff in Berührung stehende Schicht von lavaartiger Entwicklung ist. Die über dem Basalt sich lagernden Basalttuffschichten haben einen Neigungswinkel von

115° 5'

Auf dem Basalttuff folgt wieder in 29 m Dicke ein gutbänkiger Basalt, dessen höchste Lage im allgemeinen die Spitze des Kopaszkaberges bildend, ein 13 m dicker, lavaartiger Basalt ist.

Der hier geschilderte Aufbau des Kopaszkaberges zeigt gut, dass die vulkanische Tätigkeit am Kopaszkaberg recht abwechslungsreich war, aber auch, dass dieselbe auf dem Gebiete der Medveser Decke nicht gleichmässig war.

Über den Ablauf der die Medveser vulkanische Decke aufbauenden vulkanischen Tätigkeit konnte ich zusammenfassend im allgemeinen folgendes feststellen:

Die erste Tuffstreuung erfolgte nur auf einigen Teilen der Hochebene, der daraus entstandene Basalttuff verrät bezüglich Ausdehnung, wie auch an Menge grosse Schwankungen, stellenweise fehlt er gänzlich. Der zweite Ausbruch bestand aus Streuung vulkanischer Asche und Sand, hieraus entstand jene Basalttuffart, welche wir auf Grund von ausführlichen Untersuchungen als Kristalltuff bezeichnen können.^{1, 2} Dieser Tuff ist, abweichend von der Natur der vulkanischen Tuffe, sowohl an mineralogischer Zusammensetzung, Farbe, Gewebe und allgemeiner Entwicklung auffallend homogen. Er ist ein gelblich- bis rötlichbraunes, poröses, schlecht geschichtetes Gestein. Die Grundmasse ist kaolinartig, in welchen ausser den Lapillis sehr viel und stets gut entwickelte Augit und Olivinkristalle, dann Spaltprismen des Amphibiols als wichtige und ständige Gemengteile sitzen, daher kann dieses Ge-

¹ Jugovics Lajos: Beiträge zur Kenntniss des Basaltvorkommen aus der Umgebung von Somoskö und Rónabánya, (Ungarn.) Jahresber. der Königl. Ungarn. Geol. Anstalt für 1935. p. 1517—1522.

² Jugovics L.: Aufbau der Medveser Basaltdecke und ihr Kristalltuff (Ungarn). Geologie en Mijnbouw. 1933.

stein als Kristalltuff angesprochen werden. Im Gegenteil zu den normalen vulkanischen Tuffen ist es auffallend und ungewohnt, dass in diesem Tuff fremde Einschlüsse oder Teile von durchbrochenen Gesteinsschichten nirgends aufzufinden sind.

Wie schon erwähnt, ist die Grenze zwischen dem Tuff der ersten Geröllstreuung und diesem Kristalltuff immer scharf, die Lagerung meist konkordant, seltener diskordant, woraus zu schliessen ist, dass diese in vielen Fällen nicht aus dem gleichen Ausbruchzentrum herkommen.

Bezüglich der Ausbruchzentren und der Stellen der Krater können nur wenige Angaben festgestellt werden. Morphologisch ist als Krater nur die am Ostrand sich über die Decke erhebende domartige „Medves-Magossa“-Spitze anzusehen. Diese Spitze verrät tatsächlich nach Osten eine etwas geöffnete, kraterartige Vertiefung; infolge einer wahrscheinlichen Erosion ist diese Seite verwittert. Diese Feststellung wird durch die gewaltigen Schuttmassen, welche auf dieser Seite der Decke sich weit herunter auf dem sedimentären Fundament vorfinden, bestätigt. Die petrographischen Beobachtungen und auch die Lagerungsverhältnisse unterstützen die Annahme, dass hier seinerzeit ein Krater war. Das Gestein des oberen Drittels der Spitze besteht aus rotfarbiger, schwammartiger Lava, welches darauf schliessen lässt, dass hier die anlässlich der letzten Lebenszeichen der vulkanischen Tätigkeit entströmte Lava, geringerer Menge, plötzlich abkühlte und sich erhärtete. In den tieferen Lagen der Spitze, wo das Gestein bereits eine dichtere Struktur hat, biegen sich die Basaltschichten gegen die Spitze mit einem annähernd 20° betragenden Neigungswinkel. Die lavaartigen und dichten Gesteinsschichten der Spitze enthalten viele fremde Einschlüsse: Quarzgerölle, gebrannte Tonstücke, während im allgemeinen die Medveser Basalte an fremden Einschlüssen recht arm angesehen werden können.

Die Richtigkeit der Annahme, den Ort des Kraters sicher zu legen, wird auch durch die im Kohlenbergwerk, unter der Basaltdecke aufgeschlossenen Verhältnissen bezeugt. An dem Südabhang des „Medves-Magossa“ in der Nähe von Medves-puszta wurde im Stollen Nr. II. des Kohlenbergwerkes, bei dem Bremsberg Nr. X., ein die Kohlschichten durchbrechender, durchschnittlich 30 m dicker Basaltgang entdeckt, was auch die Nähe des Kraters bezeugt und als ein Seitenast des Hauptkraters angesehen werden kann.

Auch die Spitze des früher behandelten „Kopaszkaberg“-es halte ich für ein Ausbruchszentrum. Diese Spitze liegt annähernd 1 km weit nördlich der Spitze des „Medves-Magossa“, ihr abwechslungsreicher und an anderen Stellen der Decke nicht zu beobachtender Aufbau, weiters die Tatsache, dass die Oberfläche durch eine 13 m dicke graue Basaltlavaschicht bedeckt wird, bestätigen meine Annahme.

Auch die im nordwestlichen Teil der Decke, auf dem Gebiet des „Macskalyuk-Steinbruches“ liegende kleine Basaltspitze von „Gizella-telep“ kann auf Grund meiner Beobachtungen als ein Ausbruchszentrum angesehen werden.

Von dem gewaltigen, sich an den nördlichen steilen Hang der Medveser Decke anlehnenden Basaltrutsch müssen wir eine besondere Erwähnung tun. Die Nordseite der Decke zeigt eine, nach Norden konkave Einbuchtung mit annähernd 2.5 km Durchmesser, welche wahrscheinlich infolge der nachträglichen Verwitterung der Decke entstanden ist. Diese Seite wird fast in ihrer ganzen Länge durch gewaltige steile Felswände begrenzt, der gewaltige Basaltschutt zieht sich in die Talsohle des Tales vom Ragyolc (280—290 m ü. d. M.). Grosse Basaltbrocken, Felsstücke, welche oft den Durchmesser von 3 m erreichen, häuften sich hier übereinander und bilden am Hang terrassenartige Erhöhungen und Hügel. Das andere grosse Geröllgebiet der Medveser Decke ist unter der Medves-Magossa-Spitze zu beobachten. Auch hier rutscht viel Basaltmaterial tief in die benachbarten Täler. Wie schon erwähnt, hängt dieser Absturz mit dem Einreissen einer Seite des Kratertrichters zusammen. Wir müssen aber hervorheben, dass rings um die Ränder der Medveser Basaltdecke überall gewaltige Basaltrutsche, Abstürze zu beobachten sind, wodurch bewiesen wird, dass die Decke früher eine bedeutend grössere Ausdehnung hatte und die Ränder erst später verwittert und erodiert wurden und infolgedessen einige Deckenteile auch abgetrennt wurden. Solche abgetrennte, infolge der Erosion abgesonderte Deckenpartien können wir meist in der Nähe des nördlichen Endes der Hochebene auffinden. Auf einem, mit der Medveser Decke gemeinsamen, sedimentären Fundament lagern sich diese kleinen Basaltberge, deren Aufbau ähnlich wie jener der Medveser Decke ist.

An das nordwestliche Ende der Medveser Hochebene schliessen sich noch zwei, heute schon selbständige Basaltkuppen mit

flacher Bedeckung, der „Bükkkrét-tető“ (470 m) und westlich vom selben der 482 m hohe „Kelenchegy“ an.

Den Zusammenhang und die Struktur der Medveser Basaltdecke und dieser selbständigen kleinen Kuppen zeige ich im geologischen Profil Nr. 7. (auf Seite 651.)

Die noch an die Nordseite der Medves-Hochebene anschliessenden anderen Basaltberge, so der „Monossa-Béna“ und „Pogányvár“ sind schon Ergebnisse selbständiger Ausbrüche.

Diese hingen mit der Medveser-Decke niemals zusammen, ja der Aufbau und auch die Eigenschaften ihrer Gesteine sind gänzlich abweichend.

Der Bükkkrét-tető.

Dieser 470 m hohe Basaltberg mit flacher Oberfläche, welcher nur 250 m von der Medveser Basaltdecke auf gemeinsamen sedimentären Fundament liegt, bildet die nordwestliche Fortsetzung derselben. Die ursprünglich zusammenhängende Basaltdecke wurde durch die Erosion getrennt, so dass sich heute zwischen ihnen ein 427 m hoher, aus Sand bestehender Sattel erhebt. Der Basalt des Bükkkrét-tető ist ein dem Basalt der Medveser Decke ähnliches, graufärbiges, gut geschichtetes Gestein mit ruhiger, wagerechter Lagerung. Die Grösse der Erosion und Zerstörung wird durch die rings um die Hänge des Bükkkrét-tető liegenden gewaltigen Basaltrutsche bewiesen. Die grössten Abstürze sind an den Süd- und Südwesthängen zu beobachten, wo sie sich noch bis zu Kote 390 hinunterziehen. Der Aufbau des Bükkkrét-tető wird im Profil Nr. 7. gezeigt, (auf Seite 651.)

Der Kelenc-Berg.

Diese kleine, 482 m hohe Basaltdecke nennen die Dorfbewohner „Duhárhegy“, steht am selben Fundament, wie der früher beschriebene Basaltberg, besteht aus schichtigem Basalt von wagerechter Lagerung. Diese Decke besteht nur mehr aus Basalt, ist daher das Ergebnis nur eines Lavaflusses. Der Basalt lagert unmittelbar auf dem Sand-Kieselniveau; der Mangel an Basalttuff bedeutet also, der Medveser-Basaltdecke gegenüber, eine gewisse Abweichung. Das Gestein den Kelencberges ist ein hellgrauer geschichteter, frischer, gut spaltbarer, dem Medveser grauen Basalt ähnlicher Basalt. In seinem feinkörnigen, homogenen Grundmaterial sind Olivin und Augitkristalle, sowie deren amorphe Einschlüsse zu

beobachten. Es ist zur Erzeugung von Steinwürfeln sehr geeignet und wird im kleineren, an der Südwesthang des Berges vertieften, Steinbruch gebrochen. Den Aufbau des Kelencberges zeige ich im geologischen Profil Nr. 7 (auf Seite 561.)

Der Somosköer Várhegy (Schlossberg).

Diese malerische Basaltkuppe des Nógrád-Gömörer Basaltgebietes wurde durch die in Trianon festgelegte Grenzlinie auf tschechisches Hoheitsgebiet verlegt, und zwar auf jene Art, dass der obere, mit einer Schlossruine gekrönte Teil und deren Nordseite schlingenartig von der Grenze umgenommen wird. Im Jahre 1935, als ich auf diesem Gebiet zuerst mappierte, konnte ich diese Basaltkuppe und die anderen, an der Grenzlinie liegenden Basaltberge, meist nur mit einer Grenzüberschreitbewilligung begehen, wobei ich weder Karten, noch Messinstrumente benutzen konnte, daher diese schnellen Aufnahmen meist keine pünktlichen Ergebnisse und nur mangelhafte Beobachtungen ergaben. Nach der Rückgliederung konnte ich diese Gebiete — unter denselben den Somosköer Várhegy — ausführlich begehen. Jetzt wünsche ich meine neueren Beobachtungen an jene, in meinen Bericht aus dem Jahre 1935, enthaltenen, beifügen, bzw. diese zu ergänzen. Mit Freude kann ich es feststellen, dass ich meinen, auf den Aufbau des Somosköer Várhegy beziehenden Bericht auch auf Grund der ausführlicheren Untersuchungen und pünktlicheren Messungen weder abändern, noch verleugnen muss, meine seinerzeitigen Beobachtungen also richtig waren.

Die dem Somosköer Várhegy hervorbringende vulkanische Tätigkeit bestand aus zwei Abschnitten, aus Geröllstreuung und Lavafluss. Dies habe ich in meinem 1935-er Bericht nur angenommen, jetzt auf Grund meiner Beobachtungen kann ich es bereits feststellen. Die vulkanische Tätigkeit wurde durch die Geröllstreuung begonnen, deren Material sich unmittelbar auf das sedimentäre Oligozän-Niveau lagerte, dies konnte ich durch künstliche Aufschlüsse zweifellos feststellen. Der aus der Geröllstreuung ent-

¹ Jugovics, L.: Beiträge zur Kenntnis der Basaltvorkommen aus der Umgebung von Somoskö und Róna'óányá (Ungarn). Jahresber. der Ungar. Geol. Anstalt für 1935 p. 1517—1522.

stehende Basalttuff ist in braunfärbiges, massiges Gestein, welches keinerlei Schichtung verrät. In der braunen Grundmasse sind ausser den vielen winzigen Lapillis und Lavastücken nur wenige mitgerissene fremde Einschlüsse aufzufinden. Dieser Tuff bildet an den Hängen des Várhegy einen annähernd 17 m dicken Ring, welcher später durch die Lava des darauffolgenden Ausbruches aufgefüllt wurde. Die Lava ist an der Tuffgrenze eine wahrliche Breccie, in welcher Basalt und Basalttuffstücke sitzen. Diese Lavabreccie übergeht allmählich in einen löcherigen, dann dichten Säulenbasalt, in diesem Falle können wir also einen Übergang zwischen Basalttuff und dem Basalt beobachten. Den hier geschilderten geologischen Aufbau des Somoskőer Várhegy stelle ich im Profil Nr. 3. dar, (auf Seite 653.)

An der nordwestlichen Seite des sedimentären Fundaments des Várhegy siedelte sich das Dorf Somoskő an. Der obere vulkanische Teil des Várhegy ist völlig kahl und ist gut zu beobachten, dass dieser nur aus Säulenbasalt aufgebaut ist. Die Basaltsäulen sind meist zu garbenartigen Gruppen zusammengewachsen, die einzelnen Gruppen nehmen in einem regellosen Wirr-warr am Hang platz, was der Basaltkuppe ein ziemlich bizarres Bild verleiht. Stellenweise reihen sich die Basaltsäulen in grösserer Menge und einheitlich aneinander, woraus schöne Säulenreihen-Gebilde entstehen, so eines ist der berühmte „Somoskőer Basalterguss“. Am östlich-nordöstlichen Hang finden wir diese wunderbare Naturgebilde, wo sich in 429 m Höhe die 16 m hohen Basaltsäulen fast senkrechte, wie Orgelpfeifen aneinander reihen, wie es die Abbildung 2. zeigt.

Der schwarze Basalt des Somoskőer Várhegys hat überall eine säulenartige Absonderung, ist ein vollkommen frisches Gestein, in dessen feinkörniger, sehr dichten Grundmasse keinerlei Gemengteile zu erkennen sind. Der Basalt hat eine sehr grosse Druckfestigkeit, ist aber leider eben wegen seiner grossen Härte sehr spröd und zur Erzeugung von Würfelsteinen nicht geeignet.

An den Nord- bzw. Nordosthängen des Somoskőer Schlossberges sind auffallend dicke Geröllhalden aufzufinden. Es erscheint wahrscheinlich, dass diese aus der natürlichen Verwitterung und Zerstückelung der Säulen entstandener Schutt sind; wir müssen aber vor Augen halten, dass diese Stürze am sanft abfallenden Hang des Schlossberges liegen, an einem Ort, wo zur Zeit des Bestehens der alten Burg Kasernen und Wirtschaftsgebäude eben-

falls aus diesem Basalt gebaut wurden. Bei Gelegenheit der Belagerung der Festung konnten infolge Einsturzes dieser Gebäude auch solche Stürze und Gerölle entstehen.

Die Basaltdecke des Monossa.

An das Nordende der Medveser Hochebene schliesst sich ein 4 km langer und nur 200—450 m breiter Berggrat an, welcher auf den Karten mit dem Namen *Monossa* oder *Monorsza* bezeichnet wird. Zwischen Medves und Monossa liegt nur ein 400 m breiter und 450 m hoher Sandsteinsattel, welchen man morphologisch leicht als die Fortsetzung der Medveser Hochfläche ansehen könnte, was aber, wie wir sehen werden, durch den Aufbau und die abweichenden Eigenschaften ihrer Gesteine geleugnet wird.

Der Monossa ist einer langer und in seiner ganzen Ausdehnung mit Basalt bedeckter Bergrücken, welcher in seinen verschiedenen Teilen auf den Karten mit verschiedenen Namen verzeichnet wird. Der Name *Monossa* bezeichnet nur den südlichen, höchsten (585 m), gleichzeitig auch breitesten Teil des Bergrückens. Der Bergrücken verengt sich gegen Norden und verliert auch allmählich an Höhe. Annähernd in der Mitte, bei 521 † wird der Grat *Kis-Bénahegy* benannt. Am nördlichsten, gleichzeitig noch schmälere und noch niedrigeren Teil des Grates, wo er nur mehr eine Höhe vom 466 m hat, finden wir einen grossen, aufgelassenen Basaltbruch in die Decke vertieft; dieser Teil trägt den Namen *Bénahegy*.

Die Oberfläche der Béna- und Kis-Bénaberge ist im Durchschnitt 466—512 m ein hochebenartiges, vollkommen ebenes Gebiet, welches sich weiter gegen Süden langsam, aber stufenartig bis zu den Höhen 530—585—565 m erhebt, und so hier eine sehr flache, domartige Kuppe bildet. Es kann festgestellt werden, dass der lange, stark verzogene Bergrücken des Monossa seine ebenen Flächen und seine flache domartige Erhebung das Überbleibsel einer stark erodierten Hochebene darstellt.

Den Hochebene-Charakter des Monossa bestätigt auch sein, jener Medveser Hochebene ähnelnder Aufbau. Auch Monossa besteht aus zwei Teilen, der untere Teil: das Fundament besteht aus sedimentären Gebilden, während ihre höheren schmälere Lagen aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut wurden.

Die den unteren Teil aufbauenden sedimentären Gebilde sind: Sand, Quarzgeröll mit Sand, Glaukonit-(Apoka)-Sandsteine in wel-

chen man keine Fossilien fand, die aber petrographisch den benachbarten Medveser Schichten ähneln, daher auch in das Oligozän verlegt werden können. Eine geringe Abweichung ist gegenüber den Medveser Verhältnissen nur in der Hinsicht zu bemerken, dass die sedimentären Schichten des Monossa an Kieselgeröllen viel reicher sind.

Die kohlenhältige Miozän-Schichtgruppe fehlt vollständig unter dem Basalt, so auch der Riolituff. Im Basalt fand ich demgegenüber als Einschlüsse grobkörnige Sandsteinstücke, welche sich an der Medveser Hochebene über dem Riolituff lagert; daraus kann gefolgert werden, dass dieses Gestein, dessen Stücke die aufbrechende Lava mit sich riss, unbedingt vorhanden sein muss.

Das einstige sedimentäre Terrain war zu Beginn der vulkanischen Tätigkeit ein ziemlich ebenes, gegen Norden abfallendes Gebiet, ihre Höhe betrug — an ihrem nördlichen — auch heute niedrigeren Teil 380—400, im südlichen — auch heute höheren — Teil 380—500 m. Das heisst, dass dieses heute durch Basaltdecke durchzogene, annähernd 4 km lange Gebiet, zwischen ihrem nördlichen und südlichen Ende einen Höhenunterschied von annähernd 100 m aufwies.

Die die vulkanische Decke von Monossa hervorbringende vulkanische Tätigkeit bestand aus Geröllstreuung und Lavafluss, am Aufbau nahmen sowohl Basalte, wie Basalttuffe teil. Der Aufbau des Monossa wird im Profil Nr. 4. gezeigt, (auf Seite 656.)

Der erste Ausbruch bestand aus Geröllstreuung. Aus der Menge und Beschaffenheit des Basalttuffes beurteilt dürfte der Ausbruch im ganzen Gebiet der Decke keine, an Kraft und Menge gleichmässige gewesen sein. Am heftigsten und ausgiebigsten war der Ausbruch am Südende der Decke, in der Nähe der Hauptkuppe, hier entwickelten sich zwei Arten von Tuff, deren Menge viel bedeutender ist, als am Nordende der Decke, wo in der Sohle des Csomaer-Basaltsteinbruches nur mehr eine dünne Basalttuffschicht lagert.

Am Südende des Monossa, in der Umgebung der Hauptkuppe, haben sich, wie schon erwähnt, zwei Arten von Basalttuff entwickelt. Das untere der Tuffschicht ist ein bräunliches, schichtiges Gestein, in dessen Grundmaterial Lavafetzen, Bombenstücke und viel fremde Gesteinseinschlüsse, weiters gut entwickelte Olivinkristalle aufzufinden sind. Im oberen Niveau des Tuffschichtes bleiben die fremden Einschlüsse weg, sowohl das Gewebe, als die mineralogische Zusammensetzung wird einheitlicher, sozusagen

ständiger. In diesem Niveau mehren sich aber die vulkanischen Teile, die Lapillis und Lavafetzen, besonders sind mehr Augit und Olivinkristalle aufzufinden, so dass dieser Tuff dem Medveser Kristalltuff ähnlicher wird. Die Tuffe der unteren und oberen Schichten zeigen also in ihrer Zusammensetzung entschiedene Unterschiede auf, der Tuff des unteren Niveau verrät eher die Besonderheiten eines Tuffs normaler Entwicklung, während jener des oberen Niveau eher dem Kristalltuff entspricht. Da zwischen den beiden Schichten keine scharfe Begrenzung liegt, sondern der Übergang ein allmählicher ist, erscheint es wahrscheinlich, dass der Ausbruch aus einem gemeinsamen Zentrum erfolgte.

Die obere, mit dem Basalt in Kontakt stehende Schicht des Basalttuffes ist von Lava durchtränkt, geht dann allmählich in eine Lavabreccie, dann in einem lavaartigen, später in löcherigen und dann dichten Basalt über.

Auf dem Monossa lagern zwei, schon in ihren äusseren Erscheinungsformen verschiedene Basaltarten.

Der eine Basalttyp lagert nur an den südöstlichen und östlichen Hängen und an sich seitlich verziehenden und stark abfallenden Rücken des Monossa. Dieser Rücken hat keinen besonderen Namen, gegen sein Ende, bei \pm 487 wurde ein kleiner Bruch in den Berg vertieft. Dieser Basalt hat eine bläulichgraue Farbe, ist ein dichtes Gestein, in welchen unbewaffneten Auges nur feine Feldspatleisten zu entdecken sind, während der Olivin ziemlich selten ist.

Der andere Basalttyp, welcher die ganze Decke aufbaut und dessen Hauptmasse bildet, ist hellgrau färbig, etwas gröber körnig als das andere Gestein und sitzen im selben viele grosse Olivineinsprenglinge. Es scheint zwischen der Farbe des Gesteins und dem Olivinegehalt ein Zusammenhang zu bestehen, in dunkler werdenden Gestein vermindert sich die Menge der Olivineinsprenglinge. Dieser olivinreiche Basalt ist im allgemeinen ein geschichtetes Gestein, nur stellenweise, besonders in den unteren Niveaus, in der Nachbarschaft des Basalttuffes verrät es eine dünn säulenartige Absonderung. An den Seiten der das Südende des Monossa bildenden 585 m und 563 m Kuppen und im Csomaer-Basaltbruch verrät es sogar eine grob säulenartige und steinsackartige Entwicklung.

Bemerkenswert ist die an der Oberfläche dieses olivinreichen Basaltes gezeigte Verwitterung. Die Oberfläche der Basaltfelsen wird in Folge der Verwitterung geradezu brandig, das Gestein

zerfällt auf Schlag oder Druck in nuss- oder haselnussgrosse runde Stücke.

An der Oberfläche der zwei flachen Kuppen des Monossa spielt auch der lavaartige Basalt eine bedeutende Rolle.

An der Oberfläche der Decke von Monossa sind auch oft Quarzgerölle, wahrscheinlich die Überreste des einstigen Terrassschotters aufzufinden.

Den Aufbau der südlichen ϕ 563 m Kuppe des Monossa zeigt der Profil Nr. 4. (auf Seite 656.) Die Abbildung 5. zeigt uns den säulenartig ausgebildeten Basalt des Csomaer Basaltsteinbruches am Nordende der Decke.

Die Basaltdecke des Pogányvár.

Mit dem Sammelnamen bezeichnet die militärische Karte jene stark zergliederte, dreiästige Hochebene mit steil abfallenden Hängen, welche sich an das Nordwestliche Ende der Medveser Basaltdecke anschliesst, sich, 6—700 m von selber entfernt, auf demselben sedimentären Fundament erhebt.

Die einzelnen Abschnitte der stark zergliederten und heute schon verzogenen aus gratartigen Teilen bestehenden Hochebene, wird mit verschiedenen Namen bezeichnet. So wird das Südende des westlichen, 2.5 km langen, genau die Süd-Nord Richtung haltenden, nur 150—250 m breiten Grates, die Kote 575 *Kis-Karád*, der in der Mitte des Grates um die ϕ 545 herumliegende Abschnitt auf der Karte *Erős-Ág*, und der nördlichste Punkt, ϕ 492 *Bagoly-hegy* benannt. An diesen verzogenen, westlichen Teil schliesst sich der die Hauptmasse der Hochebene bildende Teil, der *Pogányvár*, der höchste Punkt dieser breiten, hochebeneartigen Oberfläche, hat die Höhe von 581 m.

Die ganze Hochebene ist in ihrer heutigen Gestalt der stark verwitterte Überrest einer, bedeutend grössere Ausdehnung gehabt Hochebene. Die Verwitterung wird nicht nur durch die in vier Richtungen abzweigenden Ansätze, sondern auch durch die an den Seiten angehäuften Basalthalden, wahren Steinmeeren bewiesen. Trotz der starken Zergliederung ist der Hochebenen-Charakter von Pogányvár unbestreitbar. Seine Decke ist eine 500—562 m hohe, ziemlich ebene Fläche, an deren Oberfläche 15—20 m hohe, flache Erhöhungen sichtbar sind.

Im seinem Aufbau ist Pogányvár den zwei benachbarten grossen Basaltdecken, der Medveser und Monossaer Hochebenen ganz ähnlich. Der untere Teil ist auch hier meist aus sedimentären Gesteinen von gewaltiger Dicke, als Fundament aufgebaut, auf welchem sich die obere vulkanische Decke lagert.

Die den Pogányvár aufbauenden Schichten sind, von unten nach oben aufgezählt, die folgenden:

Sand—Glaukonit—Sandstein
 Riolituff
 Grobkörniger, quarzreicher Sandstein.

Die Hauptmasse des Fundaments bildet Sand und der Glaukonit-Sandstein, welcher in der ganzen Umgebung dort wo kein Basalt oder Basalttuff ist, die Oberflächenformen bildet. Riolituff und quarzreicher Sandstein ist nur unter dem Basalt aufzufinden, anderswo wurden sie erodiert. Diese zwei Gesteine fand ich übrigens am Pogányvár nur stellenweise im Stock, meist werden sie, trotzdem ihr Vorhandensein unzweifelhaft festgestellt werden kann, von der gewaltigen Basaltschutt verdeckt, im Material der Halden sind sie an mehreren Orten aufgefunden wurden.

Der Aufbau vom Pogányvár zeige ich im geologischen Profil Nr. 5. (auf Seite 659.).

Die, die Basaltdecke des Pogányvár hervorbringende vulkanische Tätigkeit bestand aus Geröllstreuung und Lavafluss.

Der aus der ersten Geröllstreuung entstandene Basalttuff ist ein massiges, braun-rötlichbraunes Gestein. Sein Material wird durch viele Lapilli, kleinere vulkanische Bomben, Lavafetzen und vulkanischen Sand aufgebaut, hiezu kommen die aus der Tiefe emporgerissenen fremden Einschüsse, die Quarzgerölle, Sand, Sandstein und Riolituffstücke. Den Basalttuff habe ich im Stock an den Rändern der Basaltdecke nur an drei Stellen aufgefunden; seine Trümmer, Brocken sind aber häufig.

Die Basaltdecke des Pogányvár wird ebenfalls aus zwei gut unterscheidbaren Basalten, die den Monossaer Basalten ähnlich sind, aufgebaut. Die Hauptmasse der Decke bildet ein graufärbiger, meist schichtiger, olivinreicher Basalt, welcher an den Rändern der Decke in Gestalt von 6—30 m hohen, gewaltigen Felswänden erscheint. Ein besonders schönes Bild zeigen jene Basaltfelsen, welche sich um die 581 m hohe Hauptkuppe erheben und an deren Fuss ein gewaltiger, bekannter Basaltschutt, ein wahres Felsmeer

sich gegen die Talsohle hinzieht. Ähnliche steile Felswände umrahmen den Westhang des Westrückens der Hochebene, die Westseite des Erős-Ág und Bagoly-hegy, welche ebenfalls durch grosse Halden begleitet werden.

Der zweite Basalttyp, welcher am Aufbau des Pogányvár teilnahm, erscheint am Westgrat der Hochebene und bildet die flache Kuppe des Kis-Karád.

Dieser ist ein graufärbiger, feinkörniger Basalt von dichtem Gewebe mit auffallend vielen, schon mit freiem Auge erkennbaren Feldspatleisten, aber wenig Olivin und Augit. Dieser Basalt erscheint an den Rändern des Kis-Karád in Gestalt von senkrechten, steinsackartigen Säulen von 1—2 m Durchmesser.

Um die Hochebene des Pogányvár, an dessen Süd-, bzw. Nordostseite, finden wir zwei selbständige Basaltvorkommen von geringer Menge, deren Gestein vom Basalt der Decke entschieden abweicht.

Die eine Basaltkuppe lagert sich an der Südseite des Pogányvár neben der Medveser Decke an dem die beiden Decken verbindenden Glaukonit-(Apoka)-Sandsteingrat. Dieser Sandsteingrat ist annähernd 500 m hoch und ist darauf der Basalt in 3 kleinen, heute selbständigen Massen aufzufinden. Der grösste und höchste Basaltfleck derselben erhebt sich nur 10 m über den Sandsteingrat. Auf der Karte 1:25.000 konnte ich nur zwei Basaltflecken mit I. und II. bezeichnen.

Der mit I. bezeichnete ist die grössere Basaltmenge, ein runder Basalterguss mit 50—60 m Durchmesser, an der Seite des Grates, an dessen steilem Abhang eine grosse Halde sich in das Tal ergiesst.

Der mit II. bezeichnete Basaltfleck ist ein dünner Schlier, während der dritte, auf der flachen Kuppe, Kote 499, nur mehr eine Halde, Überrest des einstigen Basaltvorkommens ist. Diese drei — heute selbständigen — Basaltflecken stammen aus einem Ausbruch, dessen Oberflächenformen verwittert wurden und nur als selbständige Basaltreste übrigblieben. Der Basaltfleck Nr. I. ist wahrscheinlich der Überrest der einstigen Kraterfüllung.

Das Material der 3 kleinen Vorkommen ist ein gleicher, fast schwarzer Basalt von sehr dichter Struktur, in dessen gleichmässiger Masse keinerlei Gemengteile zu erkennen sind. Dieser Basalt ist von dünnsäuliger Absonderung, die Säulen sind stellenweise

stark verzerrt oder schlecht entwickelt. Petrografisch sind diese Basalte dem Basalt des Somosköer Várhegy und dem später zu schildernden Tilic-berg ähnlich.

Der Tilic-Berg.

Diese Kuppe hat ihre Gestalt besser bewahrt, als die früher beschriebenen Vorkommen, erhebt sich über das Sand- und Sandstein-Fundament am nordwestlichen Abhang der Basaltdecke des Pogányvár. Die 482 m hohe, steilabfallende Basaltkuppe des Tilic-berges hat einen Durchmesser von annähernd 250 m, die Seiten werden durch kurze Basaltsäulen bedeckt. Die genannte vulkanische Kuppe entstand aus einem Lavaausbruch, verblieb aber von der Oberflächengestalten nur die Kraterausfüllung. Den geologischen Aufbau zeigt der Profil Nr. 6. (auf Seite 661.).

Das Gestein des Tilic-Berges ist ein gräulich-schwarzer, sehr dichter Basalt, in welchem keine Gemengteile zu erkennen sind. Besteht aus dünnen Säulen, welche gruppenartig vereint — ähnlich wie jene des Somosköer-Várhegy — sich in verschiedene Richtungen an den Seiten der Kuppe biegen. Stellenweise sind die Säulen in einer Richtung verflacht, als wären sie geschichtet. Der Basalt des Tilic-Berges ist unter dem Einfluss der Atmosphärien stellenweise zu Schotter — zersetzt und fällt auf Schlag zu haselnuss grossen Stücken auseinander.

Der Bagolyvár von Sőreg.

Die Felskuppe des Bagolyvár erhebt sich an der Sohle des weit nach Norden verzogenen Abhanges der Basaltdecke von Pogányvár am Rand der Gemeinde Sőreg. Erhebt sich steil aus dem 230—240 m hohen Terrain in die Höhe von 314 m. Die sehr steile Südseite der Felskuppe ist eine 80—84 m hohe Felswand, während sich an die Nord-Nordostseite ein durchschnittlich 260—270 m hoher und von dort in Ostrichtung verzogener Sand-Sandsteingrat anlehnt.

Die Felskuppe welche vulkanischen Ursprungs ist, besteht eigentlich aus Basalttuff, in welchem regellos 1—2 m dicke Basaltschliere lagern. Der ovalförmige Basaltfelsen ist eigentlich die Kraterausfüllung, welche mit dem benachbarten Sand und Sandsteinschichten sich in einer senkrechten Wand berührt, was die süd-

liche, kahle Felsenwand gut zum Vorschein bringt. Im Kontakt haben sich die beiden Gesteine wenig verändert. Im Material der Sand- und Sandsteinschichten wurde nur die Schichtung vernichtet, im Kontakt sozusagen verschmiert, sonst ist das Gestein nicht einmal geröstet, nicht einmal härter geworden. Auch das Material des Basalttuffes hat sich nicht verändert, nur die Schichten wurden dünner, fast lamellenartig.

Die Hauptmasse der Felskuppe des Bagolyvár bildet der Basalttuff, ein dickbänkiges Gestein, dessen Schichten sich nur gegen die Grenze des Sandsteines verdünnen. Gegen die Tiefe verlieren diese Basaltschichten gänzlich ihre Bänkigkeit, so dass beim Fuss der Felswand das Gestein eher als eine Gemenge anzusehen ist. Bezüglich des Materials sind im Basalttuff nuss- und haselnuss grosse Lapilli, wenig Basaltbomben oder eckige Lavastücke zu beobachten. Mineralische Gemengteile, Augit oder Olivinkörner, oder Bomben enthält es keine. Als fremde Einschlüsse sind im selben menschenkopfgrosse, geröstete Glaukonit-Sandsteinstücke zu entdecken.

Die Masse des Basalttuff wird stellenweise durch 1—2 m dicke Basaltschliere durchgedrungen,¹ welche besonders im oberen Teil der Felskuppe, wo diese schon frei sich über die benachbarten Sandsteinschichten erhebt, gut beobachtet werden können. Die senkrechten Schliere haben sich der Tiefe zu verdünnt, an anderen Stellen hat ihre Kontinuirlichkeit aufgehört. In den tieferen Teilen der Felswand erscheint der Basalt nur mehr in Gestalt von rapsodisch verzweigten, verdünnten, dann wieder sich verdickenden Fäden.

Verwendbare Gesteine — Basaltbergbau.

Im durchforschten und mappierten Gebiet ist der Basalt als Strassenbaugestein das wichtigste verwertbare Material. Von diesem erstklassigen Strassenbaumaterial vorzüglicher Qualität steht auf dem begangenen Gebiet eine solche Menge zur Verfügung, wie in unserem Lande nur noch in einer Gegend, im Becken von Tapolca und deren Umgebung. Trotz dieser gewaltigen Gesteinsmassen und den hervorragenden Eigenschaften des Basalts, wird ein regelrechter Basaltbergbau nur auf der Medveser-Hochebene betrieben, — hier aber in grossen Ausmassen, so dass diese Hochebene eine der ersten Steinbruchzentren unseres Vaterlandes darstellt. Das Ba-

¹ Hermann M.: Daten zur petrographischen Kenntnis des Bagolyvár. Berges von Sörg (in Ungarn). — *Annales Musei Nationalis Hungarici*, Bd. XXXIV, 1941, S. 16—20.

saltmaterial der in dieser Abhandlung geschilderten weiteren Basaltberge, jenes des Monossa-Béna und des Pogányvár, ist auch von vorzüglicher Beschaffenheit und bleibt auch an Menge kaum hinter der Medveser-Decke zurück, der Basaltbergbau ist aber ganz belanglos, die in die Hänge derselben vertieften einigen kleinen Steinbrüche erlangten nur eine lokale Bedeutung. Bezüglich der zukünftigen Entwicklung des Basaltbergbaus sind die gewaltigen Basaltdecken der Monossa und des Pogányvár von grosser Bedeutung. Aussicht auf eine bessere Zukunft hat noch die Basaltdecke des Monossa-Bénahegy, nachdem sie näher zur Hauptlinie Salgótarján—Losonc liegt.

Vom Standpunkt des Basaltbergbaues hat im gesamten Nógrád-Gömörer Basaltgebiet die Medveser Hochebene die grösste Bedeutung. Dies wird durch die Tatsache bestätigt, dass entlang des Saumes der Basaltdecke vom 12 km² Ausdehnung ungefähr 20 kleinere-grössere Gruben in den Berg vertieft wurden und die an der Westseite des Berges gelagerten Steinbrüche zu den grössten Basaltbergwerken des Landes gehören. Diese sind gänzlich moderne, mechanisch betriebene Gruben, die ständig mehrere hundert Arbeiter beschäftigen, Würfeln und Bruchstein-Schotter erzeugen.

Auf der beigelegter skizzenartigen Karte I. zeige ich die Ausdehnung der Medveser Decke und die an deren Rändern gelagerten Steinbrüche verschiedener Grösse. Ich muss auch bemerken, dass in der Südhälfte der Medveser Hochebene die unter der Basaltdecke gelagerten Kohlenflöze derzeit noch immer abgebaut werden. Die Salgóer Anlage ist der Mittelpunkt des Kohlenbergbaubetriebes der Rimamurány-Salgótarjánér Eisenwerk A.-G., von wo die gewonnene Kohle mittels Kleinbahn in die Eisenbetriebe von Salgótarján geführt wird. Am Südgipfel der Medveser Hochebene, an die Basaltkuppe der Szilvaskő-Basaltkuppe angelehnt lagert die Rónai-Anlage der Salgótarjánér Kohlenbergwerke A.-G.; hier wird die unter der Basaltdecke der Südhälfte des Medves verborgene Kohlenflöz gebrochen.

Bezüglich des Basaltbergbaues besitzt nur der obere, gutgeschichtete, graue Basalt Wichtigkeit. Ist ein hell. selten dunkelgrau farbiges, schichtetes, gut spaltendes Gestein. Hat sehr grosse Härte und ist sowohl an der Bruch- wie auch Spaltfläche von gleichmässig dichtem Gewebe. Neben seinen hervorragenden Eigenschaften ist dieser Basalt in fast unübersehbarer Menge aufzufinden.

bedeckt die Oberfläche der Hochebene von Medves im Umfange von 12 km², während die Dicke zwischen 58—14 m abwechselt, was eine riesige Menge darstellt und der Medveser Hochebene ihre gewaltige wirtschaftliche Bedeutung verleiht.

Die grosse Bedeutung des Medveser Basaltbergbaues beweist nichts besser, als, dass er seit den Jahren 1878—1880, als das erste Basaltbergwerk eröffnet wurde, sich durch 64 Jahre trotz aller Stürme der Dekonjunktur gut bewährt und sich dabei ununterbrochen entwickelt hat. Die erste Basaltgrube wurde in Ungarn an der Nordwestspitze der Medveser Hochebene, bzw. am „Nyerges-hegy“ bei Somoskő durch den aus der Niederlande stammenden Adolf Jansen eröffnet; dies ist der heutige sogenannte „Bremser-Steinbruch“ und der grosse Basaltsteinbruch von „Macskalyuk“. Seitdem hat sich die Bedeutung der Medveser Hochebene in der Steinindustrie ständig erhöht und muss diese Bedeutung nicht nur erhalten, sondern auch in der Zukunft weiter entwickelt werden, der landwirtschaftlich armen Bevölkerung dieser Gegend sichert ja nur der Kohlen- und Basaltbergbau die Erhaltung ihrer Lebensmöglichkeiten.

Unter den die Medveser Basaltdecke abbauenden vielen Steinbrüchen, finden wir zwei kapitalkräftige Unternehmen, die.

Somoskőer Basaltsteinbruch A.-G.,

Steinbruchs A.-G. der Umgebung von Nógrád.

Die Steinbrüche dieser Unternehmen bauen die westliche, der Hauptlinie Salgótarján—Losonc nähergelegene Seite der Basaltdecke ab, der Basalt wird auf einer Länge von 6—8 km mittels Kleinbahn auf die Eisenbahnstation von Somoskő, in das dort aufgestellte Brechwerk, bzw. zu den ausgedehnten Verladeplätzen geführt.

Die „Somoskőer Basaltbergbau A.-G.“ arbeitet heute in zwei grösseren Steinbrucharanlagen. Eines derselben liegt östlich der Gemeinde Somoskő, derselben gegenüber und heisst: „Magyarbánya“. Die fast halbkreisförmige Grube mit einem durchschnittlichen Durchmesser von 120—140 m, baut eine max. 40 m hohe Basaltwand ab, unter dem heutigen Grubenniveau lagert noch eine durchschnittl. 5—8 m dicke Basaltschicht. Der gutgeschichtete Basalt dieses Steinbruchs ergiebt in hohem Prozentsatz ein vorzügliches Steinwürfelmaterial.

Die andere, älteste Grube des Unternehmens ist viel grösser, vertieft sich in das Nordwestende der Decke, diese ist die Macska-

lyuker Basaltgrube, welche aus 5 grösseren Gruben besteht. Vier Gruben in durchschnittl. 650 m Länge und 20—35—40, m Dicke brechen die Seite der Basaltdecke ab, die fünfte Grube, in welcher heute nicht gearbeitet wird, hat sich abgetrennt, heisst Gisella-Grube. Das Unternehmen begann in den letzten Jahren auch mit dem Abbruch der, die Nordseite des benachbarten Somosköer Várhegy bedeckenden, Geröllschichten von ungewohnter Dicke.

Auch die Basaltbergwerke der „Steinbruch A.-G. der Umgebung Nógrád“ bauen die Westseite der Medveser Basaltdecke ab. Die Gruben derselben lagern sich weiter südlich zwischen den Basaltkuppen des Somoskö und des Salgó. Haben drei grössere, drei kleinere und zahlreiche Forschgruben vertieft. Heute wird der Basalt in den 3 grösseren: in der „Eresztvényi“, der „Mittel“ und der „Kleinen-Grube“ abgebaut. Der Basalt dieser Steinbrüche ist etwas dunkelgrauer als der Basalt des anderen Unternehmens die Eigenschaften beider Gesteine für Steinwürfel, Bruchstein und Schotter sind gleich vorzüglich.

Beide Unternehmen arbeiten mit modernem, mechanischem Betrieb und ständig mit vielen hundert Arbeitern und gehören zweifellos den grössten Basaltbergwerken des Landes an. Das völlig moderne, gewaltige Brechwerk gehört der Somosköer A.-G. an, ist in der Nähe der Eisenbahnstation Somosköujfalu aufgestellt, wo die Wagen der Ung. Staatsbahnen unmittelbar unter das Brechwerk einfahren.

Die anderen Basaltbergwerke der Medveser Basaltdecke sind, verglichen mit den oberen, bedeutend kleiner, die nur Steinwürfel erzeugen, mangels Transportvorrichtungen und Brechwerken den Bruchstein auf die Halden werfen; diese sind zeitweise arbeitende Unternehmen. Diese Basaltbergwerke sind folgende: in die Nordseite der Medveser Basaltdecke vertiefen sich zwei grössere Gruben. Der Basaltsteinbruch von „Brucki“ liegt annähernd 500 m vom Macskalyuker Steinbruch entfernt. Weiter nach Osten, aber auch auf der Nordseite liegt die Basaltgrube vom „Abroncsos“, nach dem Namen des Besitzers auch Hencz'sche Grube benannt. Beide sind grössere Basaltgruben, die letztere hatte etwas mechanische Einrichtung, später wurde sie abmontiert, die technische Einrichtung weggeführt. Weiter, schon an der Ostseite der Medveser Hochebene liegende Basaltsteinbrüche sind: am nördlichen, zugespitzten Ende der Hochebene liegt die sogen. „Básti“ oder „Kőfark-Grube“, hat nicht nur die obere gut, geschichtete Basalt-

decke, sondern auch der darunter lagernde gräulichschwarze Basalt mit säuliger Absonderung abgebaut. (Abbildung 3.)

Weiter nach Süden liegen an der Ostseite der Medveser Decke noch mehrere kleinere, und zwei grössere Steinbrüche. An der Sohle des „Kopaszka-hegy“ 608 $\frac{3}{4}$ wird der Basaltschicht bis zu einer Tiefe von 60 m abgebaut. Weiter nach Süden im Abschnitt „Domonkos-tető“, vertieft sich der Steinbruch des Dorfes Róna. Diese Steinbrüche enthalten ein erstklassiges Basaltmaterial, haben grössere Ausdehnung, sind aber irrational und nur zeitweise geführte Unternehmen, welchen infolge ihrer grossen Entfernung vom Eisenbahnnetz der Transport riesige Schwierigkeiten bereitet. Diese Steinbrüche werden durch Landwirtschafflichen, allein oder gemeinsam, ohne nötiges Kapital gepachtet, sonst befassen sie sich ohne jewelche maschinelle Vorrichtung mit der Erzeugung von Steinwürfeln. Sie klaben nur das gute Steinmaterial heraus, schmeissen das Geröll in die abgebauten Hohlungen zurück, wodurch sich dieselben wieder aufgefüllt werden.

Auch in die Süd- und Südwestseite wurden kleinere Steinbrüche angesiedelt, diese liegen meist um das Dorf Róna herum. Einen grösseren Steinbruch, den sogen. Lauffer'schen Steinbruch finden wir an der Westseite der Decke, südlich vom Kohlenbergwerk des Salgó. Dieser Steinbruch wurde zur Zeit der Steinhochkonjunktur nach dem ersten Weltkrieg eröffnet, der Basalt wurde mit Inanspruchnahme der Kleinbahnen des Kohlenbergwerks nach Salgótarján geführt. Die Anlage liegt schon annähernd 15 Jahren ausser Betrieb.

Aus dieser kurzen Beschreibung kann bereits festgestellt werden, dass die Medveser Basaltdecke ein sehr wichtiger Basaltberg des Nógrád—Gömörer Basaltgebietes ist und im inländlichen Verhältnis eine grosse Rolle in der Steinbruchindustrie besitzt. Die Weiterentwicklung des Basaltbergbaues ist auch volkswirtschaftlich von hoher Bedeutung, nicht nur im Interesse der Landbevölkerung, sondern bezüglich Strassenbau unbedingt notwendig für die Entwicklung unseres Strassennetzes. Der andere Bergwerksschatz der Medveser Hochebene, die Kohle, ist im Aussterben begriffen, wenn dies erfolgt, kann nur der Basaltbergbau der hiesigen Bevölkerung ihren Lebensunterhalt sichern.

An den meisten Basaltbergen des untersuchten Gebietes steckt der Basaltbergbau noch in den Kinderschuhen. Am Nordende des Monossa-Bénaberges wurde noch vor dem ersten Weltkrieg ein

modern eingerichtetes Basaltwerk aufgestellt; dieses war der „Basaltsteinbruch von Csoma“. Das Ende des Bénahegy (466; bzw. dessen Ostseite, wurde in der Länge von annähernd 500 m abgebrochen. Der abgebrochene Basalt wurde mittels Drahtseilbahn auf die an der Hauptlinie Fülek—Miskolc liegende Station Csoma, in das hier aufgestellte Brechwerk geführt. Das moderne, auf mechanischen Betrieb eingerichtete Unternehmen erzeugte sowohl Würfel als Schotter. Nach dem ersten Weltkriege wurde das Bergwerk gänzlich demoliert, die technischen Einrichtungen weggeführt. Der Steinbruch hat seine Tätigkeit bis heute nicht aufgenommen.

In der Basaltdecke des Monossa wurde ausser dem Steinbruch Csoma erst in der letzten Zeit, im Jahre 1939, und zwar im Mittelteil der Decke, um die Kote 521, am Westhang des Kis-Bénahegy, ein neuer Steinbruch eröffnet. Infolge Kapitalmangels entsprechender technischer Einrichtungen und hauptsächlich Transportvorrichtungen, konnte eine gesunde, kontinuierliche Erzeugung sich nicht entwickeln, der Betrieb wird zeitweise eröffnet, zeitweise wieder abgestellt. Die erzeugten Basaltwürfeln wurden mit Wagen auf die ungefähr 13 km Entfernung liegende Bahnstation Fülek geführt.

Am Osthang des Monossa am Ende des Nebengrates (481) wird der Basalt in einem kleinen Steinbruch abgebaut.

Ein älterer Steinbruch von geringerem Ausmasse wird an der Ostseite des Kelenhegy (482) betrieben. Der gut geschichtete, hellgraue Basalt wird zu Würfeln verarbeitet, der Bruchstein und der übrige Basalt kommt auf die Halden.

In der gewaltigen Basaltdecke des Pogányvár wurden keine nennenswerte Steinbrüche eröffnet.

Das Material der am Rande des Dorfes Sőreg sich erhebenden gewaltigen Basalttuffelsen des „Bagolyvár“ wird durch die Dorfbewohner zum Hausbau gebrochen.

VÁRGEDE ÉS KORLÁTI KÖRNYÉKÉNEK BAZALT- ÉS BAZALTTUFA-ELŐFORDULÁSAI (GÖMÖR ÉS NÓGRÁD Vm.)

Írta: Dr. Jugovics Lajos.

A címben megjelölt vidék a nógrád-gömöri bazaltterület északkeleti része, mondhatnám vége, ezért szükségesnek tartottam, hogy Várgedétől tovább észak- és keletfelé Feled környékét, továbbá a Rima-völgy menetét is bejárjam, kutatva, hogy tartalmazza-e a bazaltvulkánosságának nyomait, maradékait. Ez annál inkább szükségesnek látszott, mert messziről szemlélve ezt a vidéket, az morfológiailag bizonyos vulkáni jelleget árul el. Ugyanis a lapos gerincek, hegyhátak között számos szabályos kis kúpalakú hegy emelkedik úgy Feled környékén, mint a Rima folyó felső folyását kísérő gerinceken.

Feledtől délre, a Gortva—Kerekgede—Délér—Serke községek közötti terület változatos, erősen erodált és átlag 250—380 m között változó alacsony hegyvidék. Bejárásaim alatt megfigyeltem, hogy az egész területet homok-homokkő, agyagos homok és agyagrétegek építik fel, de vulkáni eredetű kőzetet nem találtam. A lapos hegyhátak felszínén és oldalain helyenként kavicsos foltok találhatóak, melyeknek kvarc, kvarcitból álló, legömbölyödött darabjai tojás, sőt ökölnagyságot is elérnek. Ezen a területen emelkedő és föntebb is említett, szabályos kis kúpalakú hegyek keletkezésüket az erózióknak, illetve azt felépítő kőzetek változó keménységének köszönhetik. Az oligocénkori glaukonitos homokkövek keményebbek és az erózióknak jobban ellenállanak, mint a laza homok- vagy agyagrétegek. Az erózió ezeket a gerinceket harántul részekre tagolta és a keményebb homokkő részeket tovább formálva, kúpalakúan alakította ki. Az egész vidék legtípusosabb és legmagasabb hegykúpja a 378 m magas *Serkivár*, mely Feled-

től délre kb. 2 km-re emelkedik, de az egész „Gömöri medencében” messzire jól látható, anyaga glaukonitos homokkő. Tetején egykor vár emelkedett, a várfaloknak ugyan ma már nyoma sincsen, de a két szintben vezetett egykori várak, ma is felismerhető. Hasonló kúpok emelkednek még a Rima folyót délről, Simonyi és Harmac községek között kísérő elég meredekoldalú üledékes gerincen is.

A Rima folyó felső folyása mentén a bazaltvulkánosságnak tehát nyoma sincsen. Annál érdekesebb ebből a nézőpontból e vidéknek másik, sokkal kisebb vize, a Rimába torkoló Gortva-patak, mely viszont egész folyása mentén Várgedéig, mindenütt bazalthegek között kanyarog. A kicsiny, de annál hosszabb patak a Medves-fennsík délkeleti végében ered, onnan Balogfaláig észak, majd észak-keletre fordulva, Feled alatt ömlik a Rimába. Útjában átszeli az ajnácskői pompás vulkáni medencét, melyből kilépve, keleti oldalán egymásmellett hagyja el Hegyeskő, Szárkő, Lebedő-tető, Cserépkő szép bazaltkúpjait. Ezután megkerüli a széles alapzatú Budahegy bazaltkúpját és keletnek fordulva a Balogfali-hegy, Felső-Bikk bazalttakaróinak tövében folyik Várgedéig, ahol az Alsó-Bikk és a várgedei Várhegy közötti összeszorult völgyön áthaladva, elhagyja a bazaltterületet, kilép a gömöri medence lankásabb vidékére és Felednél a Rimába ömlik.

Jelen beszámoló jelentésében először a Várgede-Balogfala között települő bazalthegek, nevezetesen:

Alsó-Bikk (350 ♂) lapos kúpjának,	
várgedei Várhegy (267 ♂) kúpjának,	
Felső-Bikk	} bazalttakaróinak
Balogfali-hegy	
Budahegy (415 ♂) bazaltkúpjának	

felépítését és vulkánológiai viszonyait ismertetem, míg azok elterjedését az I. sz. vázlatos geológiai térkép tárja elénk.

A Korláti—Füleksávoly—Nagydaróc és Guszona községek környékén található bazaltok ismertetését a dolgozat II. részében közlöm és ezek elterjedését a III. sz. geológiai térkép mutatja be. Az itt tárgyalt bazalthegek a következők:

Nagy-Bucsony (515 ♂) bazaltkúpja,
Kis-Bucsony (477—463 ♂) bazaltkúpja,

Pál-hegy (344 ◦)	}	bazalttakarója
Szerena-hegy (341 ◦)		
Ciczka-hegy (317 ◦)		
Dancza-hegy (308 ◦)		

I. rész.

(I. sz. vázlatos geológiai térkép.)

Alsó-Bikk.

A Gortva-patak déli partján, Várgede község felett emelkedő, széles alapzatú, lapos hegygerinc az *Alsó-Bikk*. Oldalait és tetejét jelenleg sűrű, fiatal, bozótos erdő borítja, így a feltárási viszonyok rajta meglehetősen gyengék. Alsó-Bikk 350 m magas, felépítésére nézve két részből áll, az alsó részét, lankásoldalú alapzatát üledékes kőzetek, homok és apró kavics építik fel. E rétegekben kővetet nem találtam, korát csak a kőzettani hasonlóság alapján, a szomszédos területek hasonló képződményeivel való összehasonlítás alapján, oligocénkorinak vehetjük. Ezeknek az üledékes rétegeknek a felső szintje 300 m magas, innen kezdve a hegy felső részét vulkáni képződmények, bazalt és bazalttufa alkotják.

A vulkáni működés lávafolyással kezdődött, melyet törmelék-szórás követett, illetve fejezte be a kitörést.

Az első kitörés lávafolyása nagyobb és kiadósabb volt, ennek anyagából kb. 850 m hosszú és 400 m széles, átlag 20—40 m vastag bazaltréteg keletkezett.

Alsó-Bikk világosszürke színű bazaltja igen finom szemcséjű, tömött kőzet, melyben szabadszemmel, vagy nagyítóval semmiféle elegyrész sem látható, elvéve találni benne egy-egy augit, ritkábban földpát, vagy kvarczzárványt. Teljesen friss, jól hasadó bazalt ez, mely a mélyebb szintekben réteges elválást árul el. A bazaltréteg felső részében vékonyabb-vastagabb lávaréteg figyelhető meg.

A lávafolyást törmelék-szórás követte, ebből kb. 8—15 m vastag bazalttufaréteg keletkezett, mely a bazaltra települt, úgyhogy Alsó-Bikknek gyengén boltozott, lapos tetejét ez a bazalttufaréteg alkotja. A bazalttufa barna-vörösbarna színű réteges kőzet, melyben a lényeges vulkáni eredetű elegyrészekon kívül, sok idegen zárvány, főleg kvarckavics és fillitdarab ül. A fillit jelenléte azért érdekes, mert az egész bazaltterületen csak ebben a tufában jelenik meg zárvány gyanánt, a délebbre települő bazalthegyeken

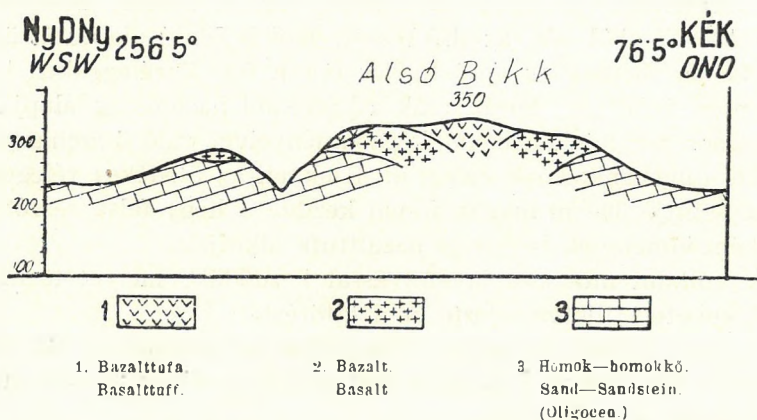
nem fordult elő. Jelenléte mindenesetre arra vall, hogy ez a kőzet a mélyben települ és darabjait a kitörés szakította magával.

Alsó-Bikk felépítését és szerkezetét az 1—2. sz. geológiai szelvényeken mutatom be.

A várgedei Várhegy.

Alsó-Bikk bazaltkúpjával szemben, közvetlenül a Gortva-patak északi oldalán, annak medrétől hirtelen emelkedik ki ez a meredekfalú, aránylag kicsiny kiterjedésű vulkáni kúp, melynek 267 m magas tetejét az egykori „Gedővár“ romjai ékesítik. Az elliptikus

1. sz. szelvény. — Profil Nr. 1.



alapzatú Várhegy méreteit a következő adatok határozzák meg: hossz-tengelye kb. 500 m, rövidebb tengelye 380 m, a Gortva-patak vízszíne a Várhegy tövében 195 m. t. sz. f. magas, vagyis a Várhegy 72 m-el emelkedik ki környezetéből.

A Várhegy felépítésében a következő képződmények vesznek részt:

- apokás-homokkő, max. 250 m-ig,
- réteges bazalttufa, 257 m-ig,
- bazaltláva egészen a csúcsig, 267 m-ig.

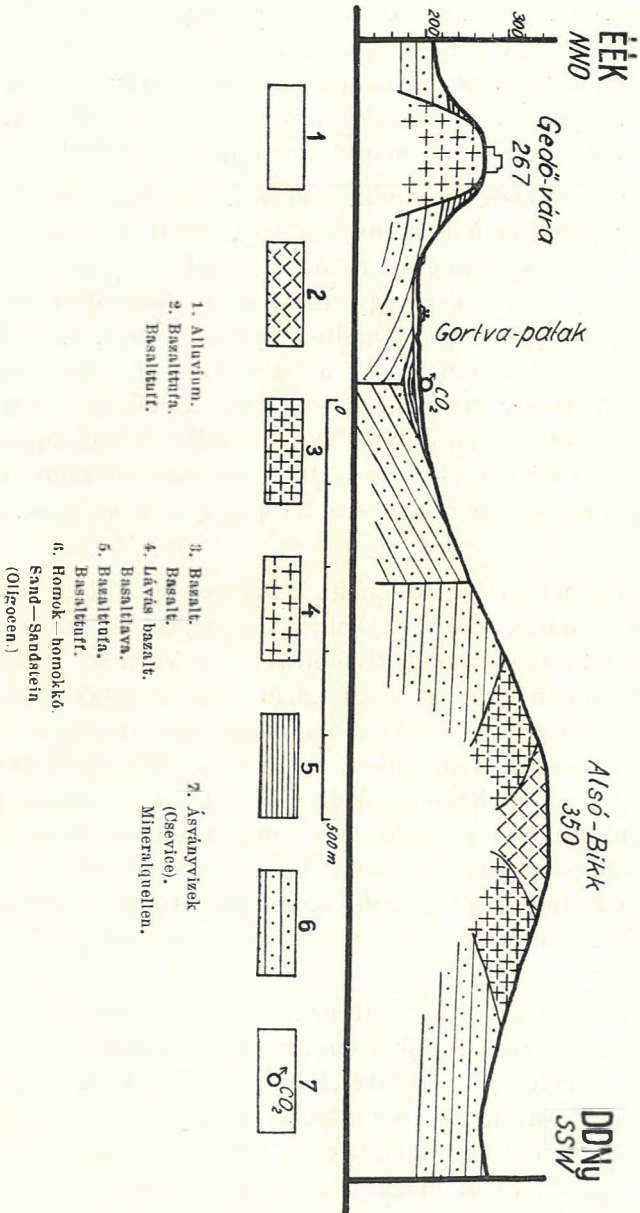
A legidősebb ezek között az apokás-homokkő, mely nemcsak a vulkáni képződmények alapját adja, hanem a völgyet szegélyező gerinceket is felépíti, sőt a Gortva-patak is ebbe a képződménybe vágta a medrét.

A Várhegyet létrehozó vulkáni működés törmelékszórással kezdődött, mely valószínűleg nagyobb kitörés lehetett, a kiszórt törmelék nemcsak a kráter körül, hanem nagyobb területen szóródott szét, mert Várgedétől nyugatra a Gortva-patak északi oldalán emelkedő apokás homokkőgerincnek egy részét is beborította. Ezek a gerinceken még ma is megtalálható kisebb-nagyobb tufafojtokat, az egykori nagy tufatakaró maradványainak tekintem.

A vulkáni működés második szakasza erőteljes lávafolyás volt. A felemelkedő láva nem keskeny kráteren jutott a felszínre, hanem nagy tömegben és szélességben nyomult felfelé, áttörve az alsó üledékes rétegeket, a tufatakaró egy részét maga előtt toita, feiboltozta, tehát valóságos dagadókúpot (Quellenkuppe) alkotott. A Várhegynek csupán a csúcsrészén emelkedik a bazaltláva a tufarétegek fölé, úgyhogy a Várhegy tetején, az egykori „Gedővára“ már bazaltláván épült, ezekből a kőzetekből. Ennek a kis dagadókúpnak érdekes formáját, illetve a Gortva-patak völgyében elfoglalt helyzetét az 1. sz. fénykép mutatja, szerkezetét pedig a 2. sz. geoi. szelvény érzékíti.

A Várhegynek belső, főtömege bazaltlávából áll és szerkezetét a délnyugati oldalán mélyített kőbányák tárják fel. Meggigyei lehet, hogy a kőfejtők felőli oldal kivételével, a Várhegy többi oldalát a bazalttufa köpenyszerűen veszi körül. Ez a tufaköpeny a Várhegy északi oldalán emelkedik a legmagasabbra, egészen 257 m-ig. Ugyanezen a részen a temetőben, a Kubinyi-féle sírbolt környékén, a bazalttufa és az apokás-homokkő érintkezését is tanulmányozhatjuk. A kontaktuson a csillámdús, muszkovitos homokkő vörösbarnára pörkölődött, de egyébként nem igen változott. Az érintkezésen a bazalttufa jól réteges, de lazább összefüggésű, erősen homokos, könnyen szétporló kőzet, melyben kisebb-nagyobb vulkáni bombák ülnek.

A várgedei Várhegyet létrehozó vulkáni működés lefolyását jellemezve, még a következőket említhetem. A bazaltláva a Várhegy tetején, kis területen, a tufarétegek fölé emelkedett, de ma már nehéz megállapítani, hogy eredetileg is áttörte azokat, vagy a tufarétegek talán később erodálódtak le róla. Az bizonyos, hogy a Várhegy felső, kb. 10 m magas részét csak bazaltláva alkotja, de a bazalttufarétegek — a délnyugati oldal kivételével — az egész Várhegyen köröskörül megtalálhatóak, tehát a Gortva-patak fölé 60 m-el felemelkednek.



Vulkánológiai nézőpontból a várgedei Várhegy az egész északi bazaltterületünknek a legérdekesebb képződménye, típusos dagadó-kúp. A bazaltláva a térszint alkotó legidősebb oligocénkori rétegszletet nagy szélességben törte át, illetve nyomta fel, tehát a mélységfelé szélesedő tömeget alkot. Ezt bizonyítja az a megfigyelés is, hogy a Gortva-patak túlsó, déli oldalán létesült fürdőtelep legnagyobb szénsavas forrása 3 m széles és 8 m mély aknából, közvetlenül a vulkáni kőzetekből tör elő, pedig ez a forrás a Várhegy tövétől, vagyis a felszínen látható vulkáni tömegektől délre, kb. 60—70 m-re mélyül.

Az első kitérés vulkáni törmelékéből barna, vörösbarna színű nagyszemű, réteges bazalttufa keletkezett, melyben a vulkáni eredetű lapillin, lávafoszlányokon és vulkáni homokon kívül sok idegen zárvány, főleg homokkő- és fillitdarabok találhatóak. A bazalttufának a bazalttal érintkező alsó rétege a lávától erősen átítatott, valóságos lávabreccsát alkot és bizonyítja, hogy a felnyomuló láva az érintkezésnél a tufát átalakította.

A lávakitérés kistömegű volt, hiszen az egész vulkáni kúp csupán 72 m-re emelkedik ki a Gortva-patak vízszíne fölé, emellett a Várhegy kerülete — mint a fönntebbi adatokból láttuk — kicsiny. A felnyomuló láva gázokban igen gazdag volt, azonban a bazalttufatakaró megakadályozta, hogy a megmerevedő lávából a gázok eltávozzanak, minek következtében a láva egész tömegében mint szivacsos szerkezetű kőzet merevedett meg. A Várhegy oldalába mélyedő nagy kőfejtő csupán bazaltlávát tár fel, tömötszövetű bazaltot az egész hegyen nem találtam. A tufában található tömötszövetű bazaltbombák a lávakitérést megelőző törmelékszórásból származnak.

A bazaltlávát a nagy kőbányafeltárásokban tanulmányozhatjuk. A láva tömegében messziről, a hegy külső formájának megfelelően, bizonyos rétegződés figyelhető meg, különösen a bányafalak felső szintjében. Ez azonban nem valódi rétegzettség, hanem a sötétszürke és barna színezésű lavadarabok, lávarészek sorozatos rétegekben való elrendezésének következménye. A lávatómeg sohasem réteges, semmiféle szabályos elválást nem árul el, egységes tömeg. A kőfejtők szintjében mélyített 3—4 m mély kutatógödrök ugyanezt a lávatómeget tárják fel. A bazaltlávában igen kevés idegen zárvány, csupán vörösbarnára pörkölődött homokkődarabok ülnek, melyeket sajátságos limonitos kéreg vesz körül.

A várgedei Várhegy fentjellemezett és ismertetett vulkánológiai és geológiai viszonyait a 2. sz. szelvény és 1. sz. fénykép szemlélteti.

A várgedei Várhegy körül és távolabbi környékén számos szén-savas forrás tör elő, ami igen intenzív posztvulkáni hatásra való. Közvetlenül a Várhegy tövében, a Gortva-patak mentén, pár száz méteres körzetben, sorakoznak azok a források (csevicék), melyeket régi kis fürdőtelepen értékesítenek. Várgede már a múlt század 80—90-es éveiben Gömör vármegyének kedvelt, közismert fürdőhelye volt. A fürdőtelep legnagyobb forrása kütszerűen fogiát, 3 m széles és 8 m mély aknából tör elő. Vizét ivásra és kádfürdők táplálására használják. A fürdőtelepen 25 m hosszú úszómedence is van, mely vizét közvetlenül a fenekén feltörő kis forrásokból nyeri, ahol a kis iszapkrátereknek egész sora figyelhető meg, melyekből szénsavas víz tör elő. A fürdőtelep parkjában ezenkívül bárhol leásnak, szénsavas víz, vagy szénsav előtörését figyelhetjük meg. Azonban nemcsak a fürdőtelepen, illetve annak parkjában, hanem azon kívüli is, így a Gortva-patak partján, egyik nagyobb kútból szintén szénsavas víz ered, melyet a falusiak ivásra használnak.

Várgede község környékén még több szénsavas forrást találunk. Így pl. kitűnő vizű, dús szénsavas forrás ered a községtől nyugatra, a Gortva-patak kiöntési területén, már a Felső-Bikk bazalt-hegy tövében is. Kisebb vízbőségű az a szénsavas forrás, mely a Várgedétől északra vezető ú. n. Hajnal-völgyben, „Osztra“ bazaltkúpjának közelében ered. Várgedétől délre, az Alsó-Bikk bazaltkúpjának aljában, a Bizófalva-pusztá mellett találni kis szénsavas-forrást. Várgedétől nyugatra, ahol az országút délre elhajlik, a Durenda-major mellett, szintén kisebb savanyúforrás tör elő.

Egyébként amíg a nógrád—gömöri bazaltterület északi felé szénsavas forrásokban gazdagnak mondható, addig annak déli felében a csevicék hiányoznak. Ezeknek a savanyúvizeknek keletkezése feltétlenül a bazaltvulkánossággal függ össze, mint annak posztvulkáni hatása. A csatolt II. sz. 1:75.000 méretű térképen most minden részletezés nélkül közlöm az általam megvizsgált bazaltterületen található szénsavas források, csevicék előtörési helyeit. E források egyikét Gömörsid községben, a cseh uralom alatt szakszerűen foglalták és vizét, mivel forgalomba hozták, kémiaiilag is elemezték. A kémiai elemzés a következő:

A „Kornélia“ természetes ásványvíz elemzési adatai Nemes János dr. szerint:

szilárd maradék 180 C ⁰ -on	0.9050 g/l
Vasion (Fe)	0.0120 „
Kloridion (Cl)	0.0039 „
Hidrokarbonátion (HCO ³⁻)	0.7210 „
Szabad szénsav (CO ₂)	2.0900 „
Lugosság	16.38
Változó keménység	45.9 német fok
Állandó keménység	0.8 „ „
Összes keménység	46.7 „ „

Bakteriológiai szempontból a víz kifogástalan.

A várgedei Várhegy bazaltláváját főleg építésre használják, bár a cseh uralom alatt, mint a helybeliek mondják, e bazaltlávából tekintélyes mennyiséget egyik északi cementgyárba szállítottak, ahol belőle kb. 20%-ot, mint póanyagot, cement közé örölték. Sajnos, a felhasználás módjára nézve ezideig bővebb és pontosabb adatokat begyűjteni nem sikerült.

A bazaltlávát fejszével és csákánnyal fejtik, robbantani nem lehet. E termelési mód eredménye, hogy a bányafalak teljesen sík, meredek felületei az Eger-vidéki riolittufa fejtők falaihoz hasonlók.

Felső-Bikk—Balogfali-hegy.

Az Alsó-Bikk bazaltkúpjának nyugati folytatása Felső-Bikk lapos, megnyúlt bazalttakarója, melyet tőle csak mély vízmosás, illetve keskeny, 301 m magas homokkő-nyereg választ el. Felső-Bikk bazalttakarója Várgedétől kezdve egy darabig nyugat felé húzódik, majd hirtelen délre kanyarodik és a Balogfali-hegy, ugyancsak síkfelszínű bazalttakarójában megszakítás nélkül folytatódik. A Felső-Bikk és a Balogfali-hegyek ilyenmódon egységes, összefüggő fennsíkot alkotnak, mely 4 km hosszúság mellett csak 125—700 m széles. Ennek az egységes fennsíknek a Várgedétől kezdetben nyugatra, majd délre kanyarodó részét, ahol a 352 ϕ — 356 ϕ — és 339 ϕ magassági pontok vannak, *Felső-Bikknek* nevezik, míg ennek délre folytatását, illetve a legszélesebb, egyben legmagasabb 363 ϕ m-es szakaszát, mely Balogfala községgel szemben terül el, *Balogfali-heggynek* jelölik. A két rész tehát sem morfológiailag, sem geológiaiailag nem különíthető el egymástól. A Balogfali-hegy bazalttaka-

rója azonban dél felé a lapos 406 ϕ és a 415 ϕ kettős csúcsokban folytatódik, melyek azonban már úgy felépítésükben, mint közeik sajátságaiban különböznek, külön vulkáni működés eredményei. A térképen ezt a kettős bazaltkúpot *Budahegynek* jelölik, de a helybeliek *Gudatetőnek* nevezik.

A Felső-Bikk és a Balogfali-hegyek összefüggő bazalttakarója csupán bazaltból áll, tehát egyszeri lávafolyásból keletkezett. Bazalttufa ebben a takarórészben nincsen.

E hosszú bazalttakarónak alapzata teljes hosszában egyenletes, homok, illetve homokkőből áll. A korára nézve semmiféle őslénytani adatot nem találtam, így csupán közettani hasonlóság alapján, a szomszédos oligocénrétegekkel azonosnak vehető. Felső-Bikk üledékes oldalában helyenként sűrűn találunk csillámpala fillittörmeléket, illetve kvarckavicsot és éles kvarcdarabokat. Az Alsó-Bikken ezek a kőzetdarabok, mint zárványok találhatóak a bazalttufában. A Felső-Bikk vulkáni takarójának felépítésében azonban a bazalttufa nem vesz részt, a bazaltja sem tartalmaz ilyen kőzetzárványokat, ezért az oldalában található csillámpala és fillitdarabok valószínűleg az egykori oligocén képződményekhez tartoznak, talán egykori terraszmaradványok. A kristályospala törmelékek egyébként úgy a Felső-Bikk, mint a Balogfali-hegy oldalában megtalálhatóak.

Felső-Bikk és a Balogfali-hegyek területén a vulkáni működés előtti, egykori oligocéntérszín erős magasságbeli ingadozást árult el. A bazalt alatti oligocéntérszín ugyan átlag csak 300—325 m között változik, ami még nem jelentős különbség, azonban ha tekintetbe vesszük, hogy a bazalttakaró felszíne fölé emelkedő 362 ϕ és 385 ϕ m-es lapos csúcsok is homok és homokkőből állanak, akkor már 85 m magasságbeli különbséget kapunk, ami ezen a kis területen jelentékeny különbség. Mindez azt bizonyítja, hogy a bazaltkitörés előtti oligocéntérszín a mainál minden irányban sokkal magasabb volt és rajta jelentékeny magasságbeli különbségek mutatkoztak. A kifolyt láva a nagyobb kiemelkedéseket körülfolyta. A Gortvapatak már a bazaltvulkánosság után vágta be medrét az oligocén üledékekből, bazaltból és bazalttufából álló térszínbe, tehát a mai morfológiát csak ezután formálta ki.

A Felső-Bikk és a Balogfali-hegyek vulkáni takaróját felépítő bazalt az egész tetőn általában pados kifejlődésű, csak helyenként, a fekvő kontaktusán árul el oszlopos elválást is. A bazalt szürke színű, igen tömött, finomszövetű kőzet, mely jól hasad, így kockakő

előállítására alkalmas. Gyakorlatilag még nem használják, kis falusi kőfejtőgödörben, főleg házépítésre, csak a helyi szükségletekre termelik.

Budahegy.

A Felső-Bikk és a Balogfali-hegy bazalttakarójának folytatása az a kettős dómszerű kúp, mely kb. 40—50 m-rel emelkedik ki az említett bazalttakarók fölé és amelyet az 1:25.000 térkép *Budahegynek*, helybeliek *Gudatetőnek* neveznek.

Ezt a kettős kúpot bazalt és bazalttufa építi fel, tehát a szomszédos Balogfali-hegy bazalttakarójától szerkezetileg is különbözik, bár morfológiailag azzal szervesen összefügg. Budahegy felépítése és kőzeteinek eltérő sajátosságai következtében a Balogfali-hegytől független, önálló kitörések eredménye.

Budahegy csúcsrésze, két lapos egymáshoz támaszkodó kúpból áll és igen széles, oligocénkori, homok-homokkő alapzaton települ, melyet a déli és nyugati oldalon a Gortva-patak nagysugarú felkörben vesz körül.

Budahegyet felépítő vulkáni működésben három szakaszt különböztethetünk meg. A kitörést lávafolyás kezdte, majd törmelék-szórás folytatta és ezt újabb lávakitörés követte, illetve a vulkáni működést be is fejezte.

Budahegy szerkezetét a csatolt 3. sz. geológiai szelvény érzékíti.

Az első lávafolyás volt a legnagyobb tömegű, ennek megmerevedéséből keletkezett Budahegy nagyobb, takarószerű bazaltrétege, mely a hegycsúcs déli részét alkotja és a felszíne 390—393 m magas.

A következő kitörés törmelék-szórás volt, mely valószínűleg már más kráterből szóródott ki, mert a belőle keletkezett bazalttufa nem az előzőleg kialakult bazaltrétegre rakodott, hanem annak észak-északkeleti oldalához támaszkodik.

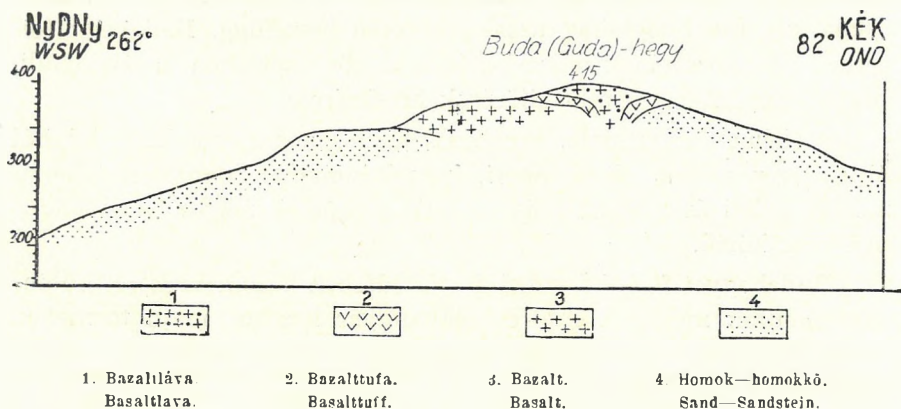
A harmadik kitörés ismét lávafolyás volt, ennek anyaga részben már a bazalttufára települt, részben északi irányban, a Balogfali-hegy takarójára ömlött, úgyhogy ezek bazalttömegei ma látszólag szervesen összefüggnek egymással.

Az első lávafolyásból megmerevedett bazalt sötétszürke színű, igen tömött szövetű, pados elválású bazalt, melyben csak elvétve, nagyítóval látható egy-egy apró olivinkristály. Teljes tömegében egyenű, friss kőzet ez, melynek kiváló sajátága a kitűnő hasadás,

ezért faragásra, kockakőkészítésre elsőrendű kőanyag. Kiváló sajátosságai mellett a fekvése is igen előnyös, a Balogfali vasútállomástól légvonalban, mindössze 1000 m-re fekszik.

A második kitérés törmelékéből barnaszínű, vastagon pados bazalttufa rakódott le, mely anyagára nézve meglehetősen egynemű. Az alsó szintjeiben a homok, homokkőfekvő közelében több üledékes elegeyrészt homokot, apró kavicsot tartalmaz és itt vékonyabban réteges. Az üledékes határtól távolodva a vulkáni eredetű anyag, a vulkáni-homok, lapilli, bomba- és lávafosztlány jut túlsúlyba, ami-

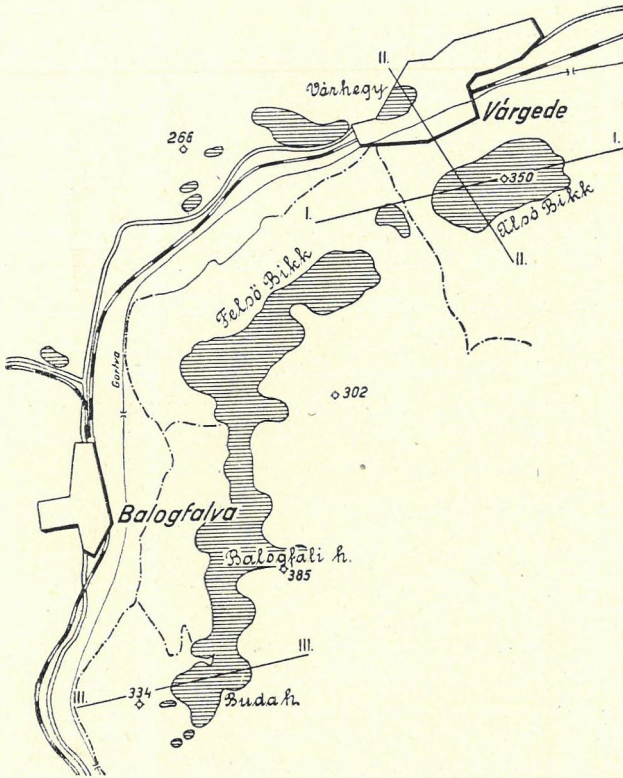
3. sz. szelvény. — Profil Nr. 3.



nek arányában csökken a kőzet rétegeessége, inkább pados lesz. A bazalttufa és homokkőfekvő között éles a határ. Tekintve, hogy ez a bazalttufa egyenletes szemnagyságú, elég tömött, jól réteges kőzet és idegen zárványt ritkán tartalmaz, jól faragható, építkezésre igen alkalmas kőanyag.

Az utolsó lávafolyásból Budahegy magasabb 415 m-es csúcspontja keletkezett. A láva itt bazalttufára települt. Az anyaga vörös, vörösbarna színű teljes tömegében szivacsos szerkezetű bazalttufa. Tulajdonképpen éles, egymással csupán kötőanyaggal összefüggő lávadarabok, néha szépen kialakult vulkáni bombák tömege, melyeket szintén lávaanyag köt össze. A kúp lábából álló kopasz oldalain, a törmelék között, szép fonatos és rögláva-felületek figyelhetők meg. E lávas bazaltot a helybeliek házépítésre használják, bár a kémiai ipar és technológia szintén keresett és sok irányban használható anyagot találna benne, sajnos, ezideig még nem alkalmazták.

I. SZ. TÉRKÉP. — KARTE Nr. I.

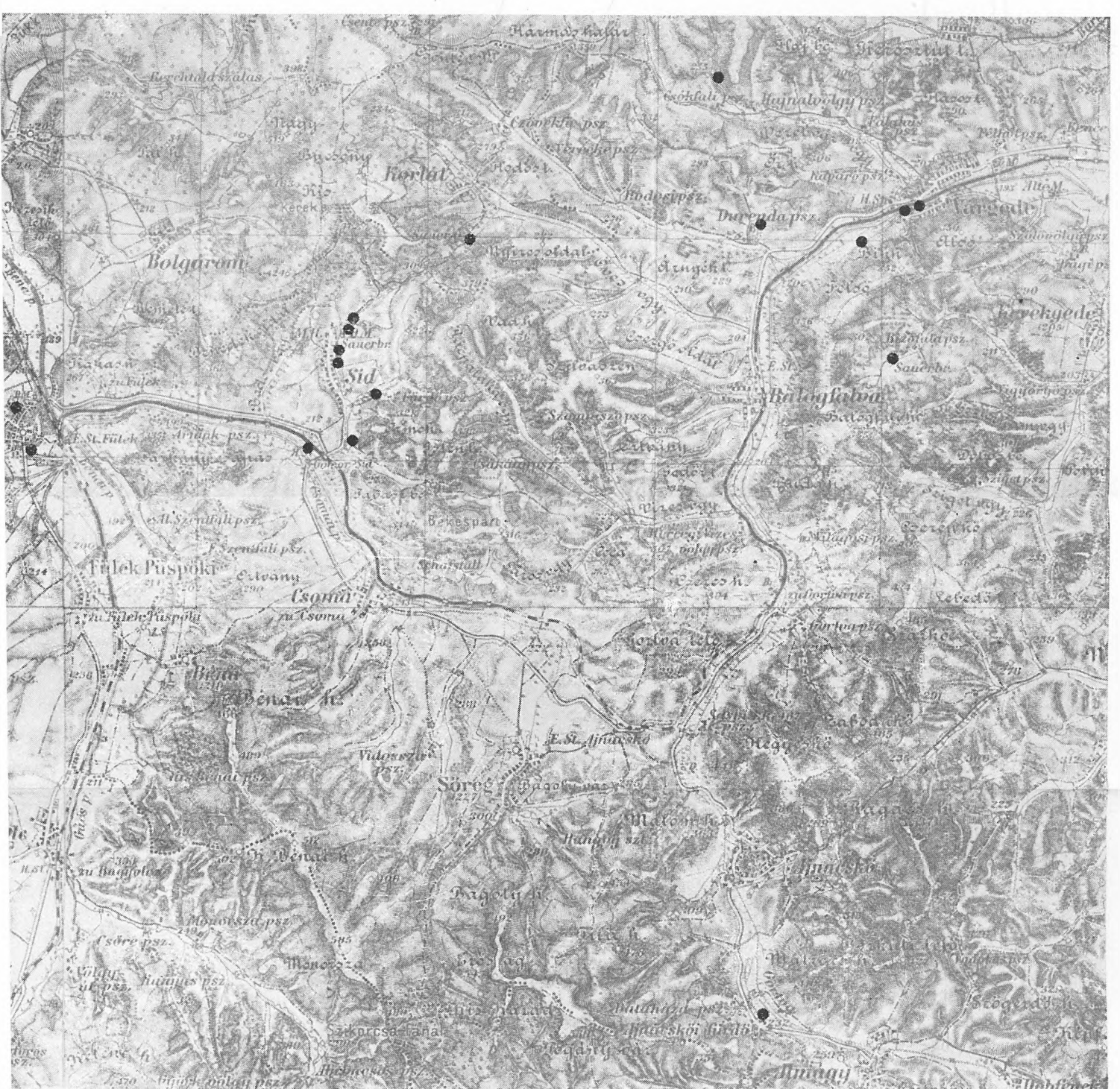


Mérték = 1 : 50.000.

Várgede környéki bazaltok és bazalttufák. (A geológiai szelvények irányait számozott vonalak jelölik.)

Die im Gebiete von Várgede lagernden Basalte und Basalttuffe. (Die Richtung der geologischen Profile werden durch nummerierte Linien bezeichnet.)

II. SZ. TÉRKÉP. — KARTE Nr. II.



Mérték = 1 : 75.000.

Fülek—Ajnácskő—Várgede környéki savanyúvíz források, «csevicek». (A források helyét fekete pontok jelölik.)

Die Sauerwasser-Quellen (Csevice's) in der Umgebung von Fülek—Ajnácskő—Várgede. (Die Ausbruchsstellen der Quellen werden durch schwarze Punkte bezeichnet.)

II. rész.

(III. sz. vázlatos geológiai térkép.)

Korláti-környéki bazalthegyek.

A nógrádi—gömöri bazaltterület északi felében, Fülek és Korláti községek környékén nagy tömegű és jelentékeny kiterjedésű bazalthegyek találhatók. Tekintélyes bazalttakarók és magas bazaltkúpok sorakoznak itt egymás mellett, melyek között a Korláti község felett emelkedő *Nagy-Bucsony* (515 \pm) és a hozzátámaszkodó *Kis-Bucsony* (477—463 \pm) kettős bazaltkúpja a legmagasabb. Ez a két bazalthegy, valamint a hozzájuk csatlakozó *Kerek-hegy* (424 \pm) és a kettős csúcsú *Remete-tető* (453—404 \pm) az egész vidéket uralják, mint a 2. sz. fényképen látható. Ezek a bazalthegyek, valamint a körülöttük meghúzódó kisebb, alacsonyabb bazalttakarók, a Fülek—Gömörsid—Guszona—Nagydaróc községeket összekötő vonalak között, meglehetősen zárt egységet, összefüggő tömeget alkotnak. A központi fekvésű Nagy- és Kis-Bucsony körül két irányban terjeszkednek ezek a bazalthegyek; egyrészük nyugat és észak felé a Nagy-Bucsonyhoz csatlakozik, a másik csoport délnyugati irányban a Kis-Bucsonyhoz sorakozik, illetve támaszkodik. Jelen beszámolómban csak a Nagy-Bucsonyban csatlakozó bazalthegyek felépítését és vulkánológiai viszonyait tárgyalom.

Nagy-Bucsonytól nyugatra és északra húzódó lapos, átlag 250—360 m között változó hegyhátak és gerincek között a bazalthegyek morfológiailag nem különböznek a szomszédos üledékes gerincektől. Sőt megállapítható, hogy ezen a területen egyes üledékes gerincek és csúcsok már magasabbak, mint az itteni bazalttakarók felszíne. A bazaltterületnek ez a része, az Ipoly-síkság felé ellaposodó vidék, mely már semmiképpen sem hasonlít a Salgótarján—Somoskő—Ajnácskő vidékének típusos vulkáni területéhez.

Ezeknek a bazalthegyeknek a felépítése egyforma, alapzatuk mindenütt oligocénkori homok-homokkő és agyagból álló térszín. A vulkáni működés — kevés kivétellel — törmelékszórással kezdődött, mely kis tömegű volt, belőlük csak vékony bazalttufarétegek rakodtak le. A törmelékszórást követő bőséges lávafolyások anyagából épültek fel azután az itt települő tekintélyes vastagságú és kiterjedt bazalttakarók. Kevés itt azoknak a bazalthegyeknek a száma, ahol a törmelékszórás elmaradt.

Erre a vidékre jellemző az oligocén térszín erős lepusztulása és sajátságos kopása. Az egyirányban megnyúlt homok- és homokkő-

gerincek ugyanis többnyire harántosan vágódnak be és a további erózió folyamán ezekből a keresztirányban befűződött gerincekből kis kúpok alakulnak ki. A bazalttakarók és kisebb bazaltkúpok ezen a területen morfológiailag semmiben sem különböznek a szomszédos homokgerincektől, sőt helyenként ez utóbbiak magasabbak. Megfigyelésem szerint itt nem a fiatalabb bazalttakarók pusztultak le erősebben, hiszen keményebb kőzetük az erózióknak jobban ellenáll, hanem a magasabb üledékes gerinceket a bazaltláva, — melyekből ezek a takarók megmerevedtek, — körülfolyta.

Ha összehasonlítjuk az egész bazaltterületen — Salgótarjától Losoncig — az oligocén térszín magasságbeli viszonyait, a bazaltvulkánosság idején, azt találjuk, hogy az Ipoly völgyéig az folytonosan alacsonyodik. Salgótarján vidékén a bazalt alatt, vagy körülötte, települök oligocénképződmények még 400—500 m-es gerinceket, vagy csúcsokat alkotnak, addig Fülek, környékén már csak 360 m max. magasságúak, sőt tovább északra, Guszóna—Daróc körül a vulkáni működés csupán 220 m magas térszínre történt.

Nagy- és Kis-Bucsony.

Egymás mellett és közös üledékes alapzaton települök ez a két vulkáni kúp, úgyhogy csúcsaik légvonalban egymástól csupán 1 km-re emelkednek. Morfológiailag mindkettő szabályos kúp, felépítésük is teljesen hasonló. A kettő között mégis a Nagy-Bucsony a jobban kiformalódott vulkáni kúp (lásd a 3. fénykép), ezen még az egykori kráter tölcsérszerű mélyedése is megmaradt, szépen nyomozható.

A két bazaltkúp közös üledékes alapzata oligocénkori homok és homokkőből épült fel.

A bazaltkúpokat létrehozó vulkáni működés több szakaszból állott és típusos sztratójellegű volt. Mindkét bazaltkúpon egyformán négy, egymástól jól elkülöníthető kitörést állapítottam meg.

I-ső kitörés törmelékszórás volt, melynek anyagából nagy-tömegű, jól rétegezett bazalttufa keletkezett.

II. kitörési periódus hatalmas lávafolyásokból állott és nagy-tömegű bazaltot eredményezett.

III. kitörés ismét törmelékszórás volt, a belőle keletkezett bazalttufa nemcsak kisebb tömegű, mint az első kitörés anyaga, hanem a tufa kőzettani sajátsága is nagy eltérést árul el.

IV. kitörés ismét nagy lávatömegeket hozott a felszínre, a belőle megmerevedett bazalt kőzettanilag az előbbi lávafolyás anyagától szintén különbözik.

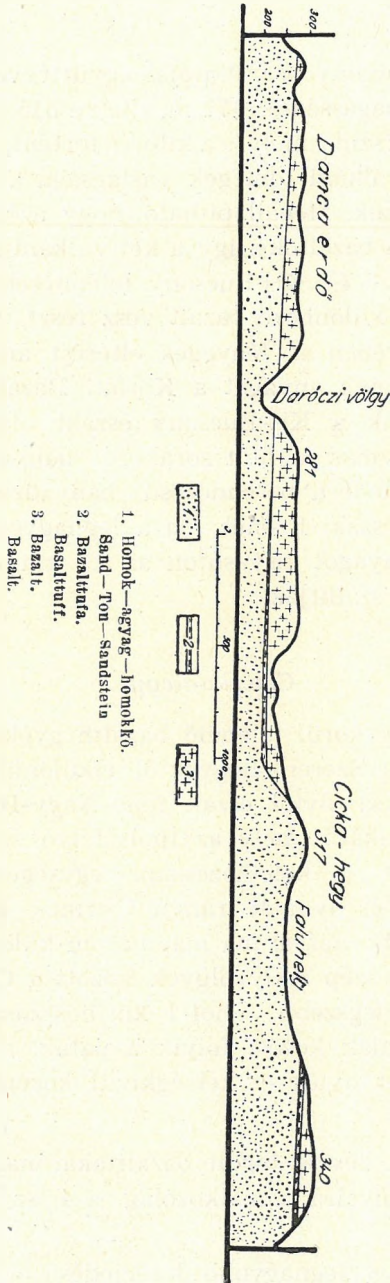
Nagy- és Kis-Bucsony bazaltkúpjai együttvéve kb. 3.5 km² kiterjedésűek, míg a magasságuk 477 m, illetve 515 m. Tekintve, hogy az eredeti oligocén térszín, melyre a kitörés történt, átlag 355—380 m között változott, a vulkáni tömegek vastagsága a kúpokban 120—135 m között ingadozik. Megállapítható, hogy a bazalttufák tömege sokkal kisebb, mint a bazaltoké, így a két vulkáni kúpot főleg bazaltok építik fel. Nagy- és Kis-Bucsony felépítésében kétféle, kőzettanilag határozottan különböző bazalt vesz részt, melyek gyakorlati felhasználás tekintetében is lényeges eltérést árulnak el. A Kis-Bucsony bazaltkúpjának anyagát a Korláti Bazaltbánya R.-T. termeli. A bazaltbányák a Kis-Bucsony északi oldalát kb. 1800 m hosszúságban, 9 egymás mellett sorakozó bányáüregben bontják meg. Hatalmas és modern berendezésű bányáüzem ez, mely az egész bazaltterület északi felének ma a legnagyobb bazaltbányája. A kitermelt bazaltanyagot kisvasúton az 5.3 km távolságra fekvő Balogfala állomásra szállítják.

Cziczka-hegy.

A Nagy-Bucsony körül települő bazalthegyeknek, egy a később tárgyalt Pálhegy és Szerena-hegyektől elkülönült része, az az 5 km hosszú, Füleksávolytól észak felé, Nagy-Daróc község határáig húzódó bazalttakaró, mely az Ipoly-folyó széles völgyét kelet felől határolja. Ezt a keletkezésekor egységes bazalttakarót, az Ipolyba siető keleti és nyugati irányú Csirinc- és Daróczi-patakok mély, szurdokszerű bevágásai ma már három különálló részre tagolták. A tájképileg is szép mélyvölgyek között a Csirinc-patak 2 km hosszú szurdoka a legszebb, ahol 1 km hosszúságban 20—30 m magas bazaltsziklafalak között folyik a patak. A kanyargó sziklaszoros pompás képet nyújt és kétségkívül középhegységeink egyik legszebb szurdoka.

Ennek a három részre tagolt bazalttakarónak felépítésére és vulkánológiai viszonyaira vonatkozólag a 4. sz. geol. szelvény ad felvilágosítást.

A három közül a legnagyobb kiterjedésű a déli bazalttakaró-rész, mely Füleksávoly falu határáról északra, egészen a Csirinc-



patak szurdokáig terjed. Átlag 250—300 m magas síkfelületű gerinc ez, melyből csupán a Cziczka-hegy 317 m-es kis csúcsa emelkedik ki. A bazalttakaró a muszkovitos homok és homokkőből álló csúcsot a nyugati és északi oldalakon veszi körül, mondhatjuk hozzá-támaszkodik. A Csirinc-patak mély szurdokvölgye, a Cziczka-hegy északi oldalán éppen ebbe a bazalttakaró-részbe mélyed és annak szerkezetét jól feltárja. Megállapítható, hogy a patak nemcsak a bazaltot, hanem annak fekvőjét, a zöldesszürke színű, kőületes agygréteget is átvágta kb. 6 m mélységben. A településben az az érdekes, hogy a bazalttakaró fekvője itt nem homok vagy homokkő, mint a környéken egyebütt, hanem agyag. Az agyagra vékony bazalttufa települ és erre következik a bazaltréteg. Tekintve, hogy ennek a bazalttakarónak a térképen nincsen külön neve, a szakirodalomban való megjelölés végett azt a belőle kiemelkedő csúcs után *Cziczka-névvel* jelölőrn.

A következő bazalttakaró-rész a Csirinc-pataktól északra, a Daróci-patakgig húzódik. Átlag 300—304 m magas, teljesen síkfelületű fennsík ez, a térképen külön neve nincsen. A bazaltréteg vastagsága átlag 30—35 m, alatta vékony, helyenként csak 1 m-es bazalttufaréteg települ. A bazalt szürke színű, tömött szövetű, jól réteges kőzet, melyet a falusiak néhány kisebb kőfejtőben főleg házépítésre fejtenek.

A feldarabolt bazalttakarónak legészakibb része az a kis fennsík, mely a Daróci-pataktól északra emelkedik és amelyet a régi, világháború előtti térképek „*Dancza-erdő*“, míg az újabb, csehektől átjavított térképek *Dansa-erdő* néven jelölnek. Kb. 1 km hosszú, de átlag csak 200 m széles, lapostetejű fennsík ez, melynek nagyrészét bazalt borítja, csupán a délkeleti lapos 308 m-es csúcsa áll homokkőből. A kiömlő láva tehát itt is körülfolymta az oligocén térszín kiálló, magasabb csúcsát. Érdekes, hogy a bazalttakaró fekvője sem egységes, mert míg a déli felében csillámdús homokon, addig az északi felében már növénylenyomatokat tartalmazó, márgás homokkővön települ.

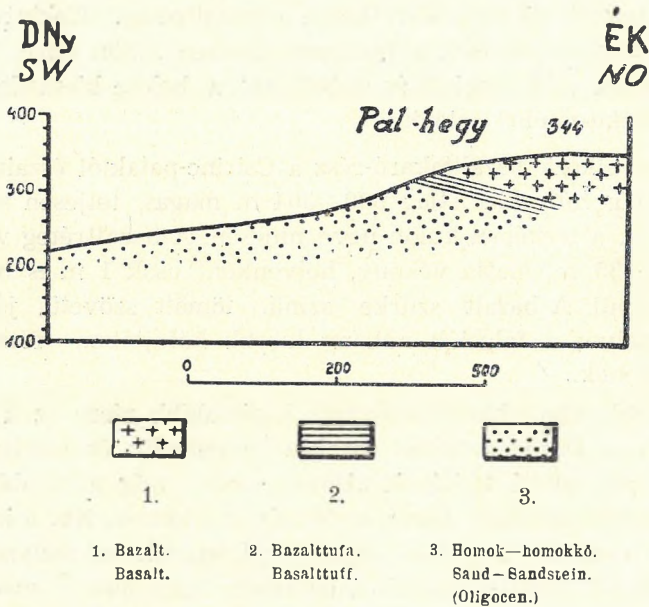
A *Dancza-erdő* bazalttakarója csupán bazaltból áll, felépítésében a bazalttufa már nem vesz részt. A kőzet szürke színű, jól réteges bazalt, mely csak helyenként, a homokfekvő közelében árul el durván oszlopos elválást. A bazalttakaró felszínén lávás bazaltfoltok figyelhetők meg.

Pálhegy és Szerena-hegy.

A Nagy-Bucsony bazaltkúpjához nyugati, illetve északi irányban csatlakozó bazalthegyek felépítése és vulkánológiai viszonyaira vonatkozó megfigyeléseimet a következőkben foglalhatom össze.

A Nagy-Bucsony első lávafolyásaiból keletkezett bazalttömegéhez, kevés megszakítással, nyugat felé lapos, átlag 340—360 m magas, síkfelületű bazalttakarók csatlakoznak, melyeknek egyik vonulata majdnem Füleksávoly község határáig követhető, míg másik

5. sz. szelvény. — Profil Nr. 5.



elágazásuk északfelé Guszóna község szélső házai fölé húzódik. Ezeknek a nagykiterjedésű, síkfelületű, egységes bazalttakaróknak a térképeken nincsen külön nevük, csupán a takaró nyugati szélén, a két gerincnyúlványnak végét: a 344 \diamond m-es *Pálhegyet* és a 341 \diamond m-es *Szerenahegyet*, majd az északi részeken a *Cziczka-hegyet* (317 \diamond) emelték ki és jelölték meg.

A Pálhegy és Szerena-hegy szerkezetébe azok a kis falusi kőfejtők adnak bepillantást, melyek e bazalttakarónak a nyugati végén mélyednek annak peremébe. A Pálhegy végén észlelt viszonyokat az 5. sz. geologiai szelvény érzékíti. Megállapítható, hogy a vulkáni

működés törmelékszórással kezdődött, mely nagy területen szóródott szét, de rövid ideig és kevés anyagot hozott a felszínre, mert abból csupán 1—3 m vastag bazalttufaréteg alakult ki. A kitörések súlypontját a törmelékszórásokat követő lávafolyások adták, ezekből nagykiterjedésű és vastag bazalttakarók keletkeztek. A Pálhegy és Szerena-hegy oldalába mélyített kis falusi kőfejtők bazaltja meglehetősen egyenletes kifejlődésű, szürke színű, jól réteges, tömörszövetű kőzet. Mindegyik kis kőfejtő bazaltja kockakőfaragásra is alkalmas és igen jó zúzottkőanyagot is szolgáltat. Rendszeres termelésük elé nagy akadályt gördít az a tény, hogy a bazalttakaró meglehetősen nagy távolságra települ a fülek—losonci vasúti vonaltól.

Hasznosítható kőzetanyagok — bazaltbányászat.

A nógrád—gömöri bazaltterület kőzeteinek hazánk közgazdasági életében igen fontos szerepük van, ezek adják a legjobb útépitőanyagainkat. A múlt század vége felé, 1878-ban erről a bazaltterületről indult el a magyar bazaltbányászat, amikor a „Nyergeshegyen“, az ú. n. Bremszi-, majd két évvel később a medvesi fennsíkon a „Macskalyuki-bányát“ megnyitották. Azóta nemcsak ezen a területen, hanem a másik bazaltvidékünkön, a Dunántúlon is nagyszámú bazaltbánya nyílt, úgyhogy hazánkban ma már tekintélyes bazaltbányászat és hatalmas útépitő-kőipar fejlődött ki.

A nógrád—gömöri bazaltterületen hosszú évek folyamán két kőbányacentrum alakult ki, egyik a terület déli felében, Salgótarján és Somoskő környékén, a másik a terület északi felében, Fülek—Ajnácskő—Korláti községek vidékén. Ezeknek a kőbányacentrumoknak a kialakulását, a jó kőanyagon kívül, a vidék vasúti hálózata is erősen befolyásolta. Útépitő kőzetanyagra ugyanis a fővárosnak és az Alföldnek van legnagyobb szüksége. Ezek a fogyasztók a nógrád—gömöri bazaltterületet két irányból érik el a legközelebbi úton: Hatvanon, Somoskőújfalun át és a Bánréve—miskolci vonalon. Ennek következménye, hogy a bazaltterület déli felében, Salgótarján—Somoskő vidékén, illetve az északi részen, Fülek—Ajnácskő—Korláti környékén fejlődött ki a legjelentékenyebb bazaltbányászat. Így Fülek környékén, idők folyamán kb. 10, míg Ajnácskő vidékén 8 kisebb-nagyobb bazaltbányát nyitottak.

Az első világháborút követő külpolitikai változások, majd ezek nyomán kialakult gazdaság-földrajzi helyzet következté-

ben sok bazaltbánya leállt, üzemét egyidőre, vagy végleg beszüntette, mert a bazaltterület ekkor félreeső határvidék lett és minden útépitő mozgalomból kiesett. Az északi bányák közül csak a tőkeerős „Korláti Bazaltbánya R.-T.“ bányáiban dolgoztak tovább, úgy, hogy ez az üzem a bazaltterület északi részének legnagyobb és legjobban felszerelt bazaltbányájává fejlődött.

A „korláti bazaltbánya“ a Kis-Bucsony keleti oldalát bontotta meg észak-déli irányban, kb. 1800—2000 m hosszúságban, ahol összesen 9 bányaureg és egy próbagödör mélyed. E kőbányák közül jelenleg 5 állandóan működik. A 365 m t. sz. feletti magasságban megnyitott bányaudvarok, az I. sz. kivételével — a bazalt alatti bazalttufát, sőt a hegy nyugati felében annak oligocén-fekvőjét bontották meg. Tekintve, hogy a bazalttufa 6—8^o-os lankás lejtővel lejt a hegy belseje felé, a bányaudvarokat befelé haladva mélyíteni kellett, hogy a lefelé húzódó jó bazaltanyagot is kitermelhessék. A modern berendezésű bányaüzem lehetőleg gépierővel dolgozik. A bányákból kitermelt kőanyagot kb. 300 m hosszú siklópályán szállítják le, — a 130 m-el mélyebben, — a hegy lábánál felállított törőüzembe, illetve elosztó elevátorba. Innen kisvasúton szállítják a bazaltot az 5.3 km távolságra fekvő Balogfala állomásra, ahol kiterjedt rakodóberendezés épült. A vállalat főleg kockakövet termel, csupán az e célra alkalmatlan bazaltot értékesítik mint terméskövet, illetve zútotkövet.

A hegy lábánál elhelyezett zúzóüzem és műhelyek környékén nagyszámú jól gondozott munkásház, igazgatói, mérnöki és tisztviselői házak bizonyítják a vállalat szociális gondoskodását. A bányaüzem állandóan többszáz munkást foglalkoztat, így nemzetgazdaságilag fontos szerepet tölt be ezen a vidéken.

A megvizsgált és e dolgozat keretében ismertetett bazaltterületen — a korláti bazaltbányán kívül — még egy nagyobb és számos kisebb kőbányaüzem található. A nagyobb bazaltbánya, „róci-bazaltbánya“, mely már az Ipoly-folyó széles síksága felőli oldalon, tehát a bazaltterület nyugati felében települ és annak a nagy bazalttakarónak nyugati oldalába mélyed, mely Füleksávoly község határától kiindulva, kb. 5 km hosszúságban Nagy-Daróc községig húzódik. Ez a kőbánya a Csirinc-patak alkotta szurdok szájánál nyílt és a bazalttakaró peremét 200—300 m hosszúságban és átlag 30 m vastagságban bontotta meg. Siklókkel és egyéb üzemi berendezéssel dolgozó bazaltbánya volt, mely csupán kockakő-előállításal foglalkozott, a zúzóanyagot a hányóra szórták. A kő-

bánya bazaltja jól réteges, világosszürke színű, egészséges kőzet és mindenesetre kár volt annak zúzásra alkalmas kőanyagát a hányóra szórni, de az üzemnek kötőróje, szállítóberendezése nem volt, pedig a kitermelt bazaltot több km távolságra kellett szállítani. Az üzem már évek óta nem dolgozik, berendezését is teljesen le szerelték, elvitték.

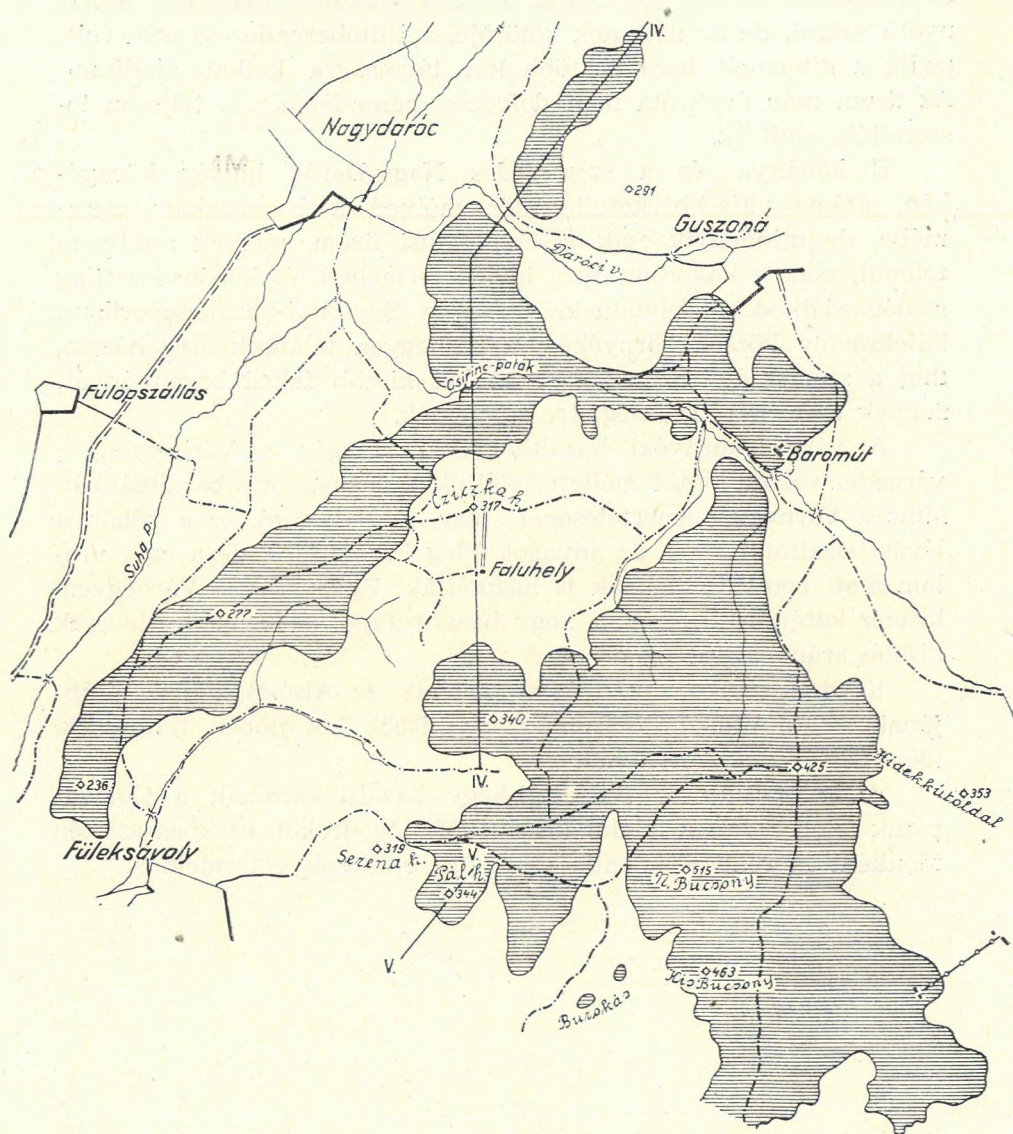
E kőbánya és a szomszédos Nagy-Daróc község környékén, számos kisebb kőfejtőgödör mélyed a bazalttakaró peremébe, de mindegyik csak kisebb falusi üzem, melyek rendszer telenül, csak a kőkonjunktúra idején termelnek és kőbányászati lag rablógazdálkodást folytatnak. Ebben a Bucsonyi-bazalt csoportban, Füleksávoly község környékén, a Pálhegyen találunk még három, míg a szomszédos Szerena-hegyen két kisebb falusi bazaltbányát, melyek csak helyi szükségletre termelnek.

A várgedekörnyéki bazalthegyeken, magán a Várhegyen, a várgedei vasútállomás mellett találjuk a legnagyobb bazaltbányát. Mint a Várhegy ismertetésénél már részleteztem, ez a kőbánya lāvás bazaltot termel, az anyagot főleg házépítésre, de a cseh uralom alatt cementpótléknak is használták. Ugyancsak a Várhegyen, kisebb kőfejtőgödörökben a hegy bazalttufáját is termelik, de csak kisebb arányokban.

Kezdetleges bazaltbányászat történik az Alsó-Bikk bazaltkúpjának északi oldalán is, ahol négy kisebb kőfejtőben termelnek, időnként és rendszertelenül.

A Felső-Bikk és Balogfali-hegy bazalttakaróinak a Gortvapaták felőli oldalain találni kisebb kőfejtőgödöröket, ezekben szintén időnként és rendszertelenül, többnyire építkezésre termelnek.

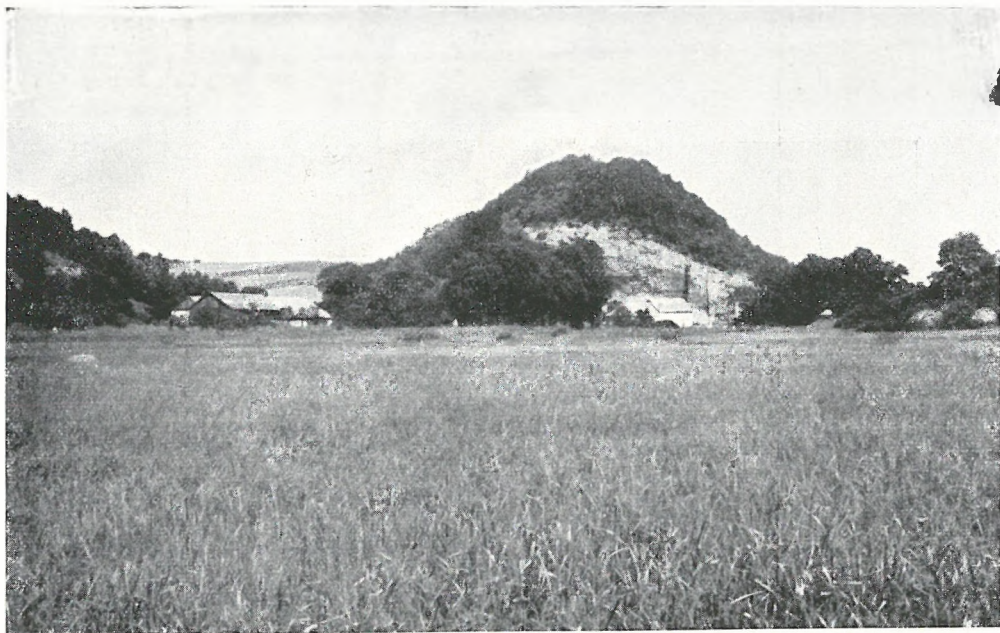
III. SZ. TÉRKÉP. — KARTE Nr. III.



Mérték = 1 : 50.000.

Kőrösi környéken települő bazaltok és bazalttufák. (A geológiai szelvények irányait számozott vonalak jelölik.)

Die in der Umgebung von Kőrös gelagerten Basalte und Basalttuffe. (Die Richtung der geologischen Profile werden durch nummerierte Linien bezeichnet.)



1. sz. fénykép. — Lichtbild Nr. 1.

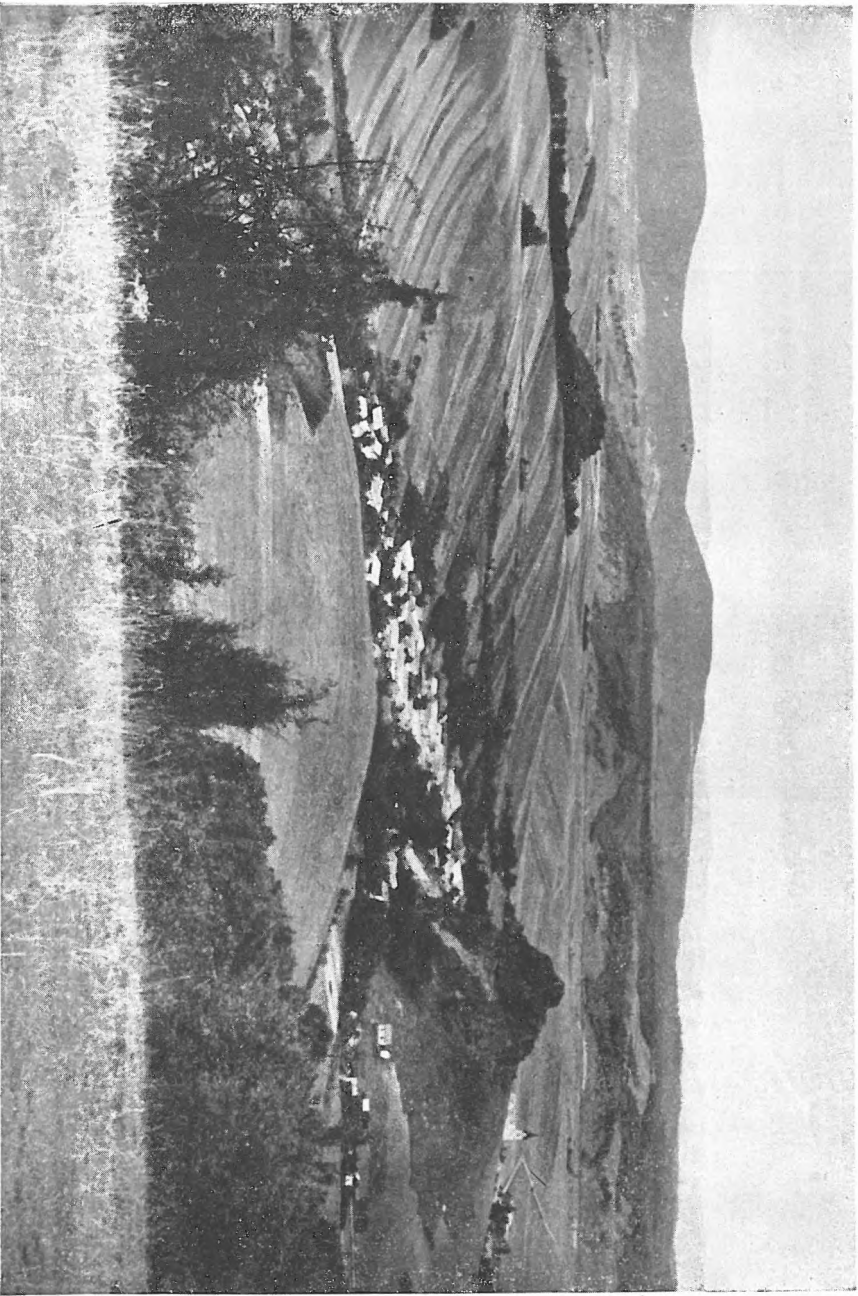
«Gedóvár» bazalt- és bazalttufa-kúpja délnyugatról nézve. A várhegy aljában települ Várgede község. Jobboldalt, előtérben a várgedei fürdőtelep.

Die Basalt- und Basalttuffkuppe «Gedóvár» von Nordwesten. Am Fuss des Festungsberges liegt die Gemeinde, rechts im Vordergrund der Badeort Várgede.



2. sz. fénykép. — Lichtbild Nr. 2.

Nagy-Bucsony bazaltkúpja (517 m.) északról nézve.
Die Basaltkuppe des Nagy-Bucsony (517 m.) vom Norden.



Kerek-hegy

Kis-Bucsony

Nagy-Bucsony

Sőregi «Bagoly-vár»
↑
tufasziklaja.

3. sz. fénykép. — Lichtbild Nr. 3.

Korlát könyökének bazalt- és bazalttufa-kúpjai délről, Pogányvár oldaláról nézve. Előterben a Csoma-patak mentén emelkedő oligocén térszín.

Die Basalt und Basalttuffkuppen der Umgebung von Korlát, von Süden dem Pogányvár aus gesehen. Im Vordergrund ist das entlang des Csoma-Baches sich erhebende Oligocen-Terrain sichtbar.

DIE BASALT- UND BASALTTUFF-VORKOMMEN DER UMGEBUNG VON VÁRGEDE UND KORLÁTI, (KOM. GÖMÖR UND NÓGRÁD, UNGARN)

Von Dr. Lajos Jugovics.

Die im Titel bezeichnete Gegend ist der Nordostteil, sozusagen der Abschluss des Nográd-Gömörer Basaltgebietes. Ich hielt für notwendig das Gebiet über Várgede hinaus nach Norden und Osten, die Umgebung von Feled und auch das Ufergebiet des Rima-ales zu begehen und danach zu forschen, ob dieses Gebiet vielleicht Überreste, Anzeichen einer basaltvulkanischen Tätigkeit enthält. Dies erschien mir auch darum ratsam, weil dieses Gebiet von weitem betrachtet morphologisch einen gewissen vulkanischen Charakter vermuten lässt. Hinter den flachen Graten und Bergrücken erheben sich zahlreiche kleine, regelrecht kuppenartige Berge, sowohl in der Umgebung von Feled, wie auch an den, den Oberlauf des Rima begleitenden Graten.

Südlich von Feled ist das durch die Gemeinden Gortva—Kerekgede—Détér—Serke begrenzte Terrain eine stark abradierte, zwischen den Höhenkoten 250—380 variierende Gebirgsgegend. Während meiner Begehungen konnte ich beobachten, dass das ganze Gelände durch Sand-Sandstein, tonhaltigen Sand und Tonschichten aufgebaut wird, vulkanische Gesteine fand ich keine vor. An den Oberflächen der flachen Bergrücken sind stellenweise Kieselsteinflecken aufzufinden, deren aus Quarz-Quarzit bestehenden abgerundeten Einheiten oft ei-, sogar faustgross sind. Die an den Oberflächen und Seiten dieses Gebietes sich erhebenden, schon erwähnten, regelmässige kleine kuppenartige Berge verdanken ihre Entstehung der Erosion bzw. der verschiedenen Härte der dieselben aufbauenden Gesteine. Die aus dem Oligozän stammenden Glaukonit-Sandsteine sind härter als der lose Sand oder die Tonschichten, widerstehen daher auch der Erosion besser. Die Erosion hat die Grate in Querrichtung zerstückelt, dann die härteren

Sandsteinteile zu Kuppen ausgebildet. Die typischste und höchste Bergkuppe der Gegend ist der 378 \pm hohe *Serkivár*, welcher von allen Teilen des Gömörer-Beckens gut sichtbar, annähernd 2 km. südlich von Feled sich erhebt, sein Material ist ein Glaukonit-Sandstein. Einst stand als Bekrönung eine Burg auf der Kuppe, heute sind keine Reste der Burgwände mehr zu entdecken, ist aber der in zwei Lagen geführte Festungsgraben noch heute gut erkennbar.

Ähnliche Kuppen erheben sich südlich des Rimaflusses, an den die Gemeinden Simonyi und Harmacz begleitenden, steil abfallenden, sedimentären Grafen.

Auf Grund des obengesagten sind entlang des Oberlaufes des Rimaflusses keinerlei Spuren einer basaltvulkanischen Tätigkeit zu entdecken. Desto bemerkenswerter ist in dieser Beziehung der in die Rima mündende kleine Gortva-Bach, welcher während seines ganzen Laufes bis Várgede sich überall zwischen Basaltbergen hinschlängelt. Der kleine, aber lange Bach entspringt am Südostende der Medveser Hochebene, wendet sich bei Balogfala in nördliche, dann nordöstliche Richtung und ergießt sich dann unter Feled in die Rima. In seinem Wege durchschneidet er in seinem Lauf das prachtvolle vulkanische Becken von Ajnácskő, aus demselben hervortretend, dann die schönen Basaltkuppen des Hegyeskő, Szárkő, Lebedötető und Cserépkő hinter sich lassend. Dann umfließt er das breite Fundament der Basaltkuppe Budahegy und fließt, sich nach Osten wendend, entlang der Füsse der Basaltdecken Balogfali-hegy, Felsőbikk entlang weiter nach Várgede, wo er das durch den Alsó-Bikk und dem Várhegy von Várgede verengte Tal durchlaufend, das Basaltgebiet verlässt und in das sanft hügelige Gelände des Gömörer Beckens hinaustritt, um sich dann bei Feled in die Rima zu ergießen.

In diesem meinem kurzgefassten Referatsbericht bespreche ich im ersten Teil den Aufbau und die vulkanischen Verhältnisse der zwischen Várgede und Balogfala lagernden Basaltberge, namentlich:

Schlossberg von Várgede (267 \pm)	}	Basaltkuppen
Alsó-Bikk (350 \pm)		
Felső-Bikk (362—356 \pm)	}	Basaltdecken
Balogfali-Berg (363 \pm)		
Budaberg (415 \pm)		

welche in der beigeschlossenen Kartenskizze unter Nr. I. schematisch dargestellt sind.

Während ich in zweiten Teil von den zwischen den Gemeinden Korláti—Füleksávoly—Nagy Daróc—Guszona liegenden Basaltbergen:

Kis-Bucsony (477—463 †)	}	Basaltkuppen
Nagy-Bucsony (515 †)		
Pál-Berg (344 †)	}	Basaltdecken
Szerena-Berg (341 †)		
Cziczka-Berg (317 †)		
Dancza-Berg (308 †)		

berichte. Diese Basaltkuppen und Basaltdecken werden auf der geologischen Karte Nr. III. gezeigt.

I. TEIL.

(Geologische Kartenskizze Nr. I.—II.)

Der Alsó-Bikk-Berg.

Der am Südufer des Gortva-Bach über die Gemeinde Várgede sich erhebende flache Berggrat mit breitem Fundament trägt den Namen Alsó-Bikk. Seine Hänge und Spitze sind heute mit dichtem jungen Buschwald bedeckt so, dass die Aufschlussmöglichkeiten ziemlich schwach sind. In seinem Aufbau besteht der 350 m. hohe Alsó-Bikk aus zwei Teilen, der untere Teil, das Fundament, welches sanft abfallende Hänge besitzt, wird durch sedimentäre Gesteine, Sand und feinkörnigen Schotter aufgebaut. In diesen Schichten fand ich keine Fossilien, so dass das Alter nur auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit, durch Vergleich mit den ähnlichen, benachbarten Gebieten in das Oligozän verlegt werden kann.

Das obere Niveau dieser sedimentären Schichten liegt in der Höhe von 300 m.; von dieser Höhe angefangen bilden vulkanische Gebilde: Basalt und Basalttuff den Oberteil des Berges.

Die vulkanische Tätigkeit begann mit einem Lavafluss, den Ausbruch beendete eine, diesem folgende Geröllstreuung. Grösser und ergiebiger war der Lavafluss des ersten Ausbruches, aus dessen Material entstand die eigentliche, kleine, im Durchschnitt 20—40 m. dicke Basaltdecke, die heute eine Ausdehnung von 850 zu 400 m. hat.

Der hellgraufarbige Basalt des Alsó-Bikk ist ein sehr feinkörniges dichtes Gestein in welchem man mit freiem Auge oder mit der Lupe keinerlei Gemengeteile finden kann; nur ganz verstreut können wir im selben einige Augit-seltener Feldspat- oder Quarzeinschlüsse entdecken. Es ist ein vollkommen frischer, gut spaltbarer Basalt, welcher in den tieferen Lagen eine schichtige Absonderung verrät. Im Oberteil der Basaltschicht ist eine stellenweise dünnere oder dickere Lavaschicht zu beobachten.

Dem Lavafluss folgte eine Geröllstreuung, aus welcher eine 8—15 m. Basalttuffschicht entstand und sich auf dem Basalt legte, so, dass die sanft gewölbte, flache Decke des Alsó-Bikk durch diese Basalttuffschicht gebildet wird. Der Basalttuff ist ein braunrötlich-braunfärbiges geschichtetes Gestein, in welchem man ausser den wichtigen Gemengteilen vulkanischen Ursprungs, auch viel fremde Einsprenglinge, meist Quarzsotter und Fillitstücke entdecken kann. Die Gegenwart des Fillits ist darum bemerkenswert, weil es im gesamten Basaltgebiet nur in diesem Basalttuff als Einschluss erscheint und in den südlicher liegenden Basaltbergen nicht mehr vorkommt. Sein Erscheinen lässt unbedingt darauf schliessen, dass dieses Gestein hier in der Tiefe lagert und seine Stücke durch den Ausbruch emporgerissen wurden.

Den Aufbau und die Konstruktion des Alsó-Bikk zeige ich im geologischen Profil Nr. 1—2 (auf Seite 696. und 698).

Der Várhegy (Schlossberg) von Várgede.

Gegenüber der Basaltkuppe des Alsó-Bikk, in unmittelbarer Nähe des nördlichen Ufers des Gortva-Baches erhebt sich plötzlich aus dem Flussbett diese steilwandige, verhältnissmässig kleine vulkanische Kuppe, deren 267 m hohe Spitze durch die Burgruinen des einstigen *Gedővár* gekrönt und geschmückt wird.

Die Masse des auf elliptischer Grundlage stehenden Várhegy werden in folgenden Angaben festgelegt. Längsachse annähernd 500, kurze Achse 380 m., der Wasserspiegel des Gortvabachs beim Bergfuss beträgt 196 m., was bedeutet, dass der Várhegy sich 72 m über den Wasserspiegel des Gortvabaches erhebt.

Am Aufbau des Várhegy nahmen folgende Gebilde teil:

bis höchstens 250 m. Glaukonit-(Apoka)-Sandstein,

bis 257 m geschichteter Basalttuff.

bis zur Spitze 267 m. Basaltlava.

Das Älteste dieser Gebilde ist der Apoka-Sandstein, welcher nicht nur die Grundlage der vulkanischen Gebilde bildet, sondern auch die das Tal umsäumende Grate aufbaut, auch der Gortva-Bach schnitt sein Bett in dieses Gestein.

Die den Várhegy hervorbringende vulkanische Tätigkeit begann mit einer Geröllstreuung; dieser Ausbruch dürfte ein grösserer gewesen sein, das ausgeworfene Geröll lagerte sich nicht nur um den Krater, sondern auf einem umfangreichen Gebiet; die westlich vom Várhegy an der Nordseite des Gortva-Baches sich erhebenden Apokasandstein-Grate wurden teilweise vom selben bedeckt. Auf diesen Graten sind heute noch Tuff-Flecken verschiedener Grösse aufzufinden, diese müssen wir als Überreste der einstigen grossen Tuffdecke ansehen.

Die zweite Etappe der vulkanischen Tätigkeit wurde durch einen kraftvollen Lavafluss gebildet. Die aufsteigende Lava kam nicht durch einen schmalen Krater an die Oberfläche, sondern drang in grosser Menge und Breite nach oben, die unteren sedimentären Gebilde und auch einen Teil des Tuffs vorschubend, aufwölbend und auf diese Art eine wahre Quellkuppe bildend. Am Várhegy erhebt sich nur in der Umgebung der Spitze die Basaltlava über die Tuffschichten, das einstige Gedóvára wurde schon auf der Spitze, auf dieser Basaltlava, aus diesen Gesteinen erbaut. Die bemerkenswerte Gestalt und die im Tal des Gortva-Baches eingenommene Stellung dieser kleinen Quellkuppe zeigt Abbildung 1.

Die Hauptmasse des Várhegy besteht aus Basaltlava; der Aufbau wird durch die in die südwestliche Seite vertieften Steinbrüche aufgedeckt. Wir können beobachten, dass ausgenommen jene Seite, an welcher die Steinbrüche liegen, der Várhegy vom Basalttuff mantelartig umhüllt wird. Dieser Tuffmantel steigt an der Nordseite des Várhegy am höchsten, bis 257 m. Im selben Teil, in der Nähe der Kubinyischen Gruft im Friedhof, können wir die Berührung des Apoka-Sandsteins mit dem Basalttuff untersuchen. Es ist zu beobachten, dass im Kontakt der glimmerreichen, muskovithältigen Sandstein zu rotbraune Farbe versengt wurde, sonst sich aber kaum veränderte. Der Basalttuff ist im Kontakt gut schichtig, aber von loserem Zusammenhalt, es ist ein stark sandiges, leicht bröckelndes Gestein, in welchem vulkanische Bomben verschiedener Grösse sitzen.

Der Schilderung des Ablaufes der den Várhegy hervorbringenden vulkanischen Tätigkeit kann ich noch folgendes hinzufügen. Die Basalllava erhob sich an der Spitze des Várhegy auf einer Stelle minderen Umfangs, es ist aber heute nur mehr mit Schwierigkeit festzustellen, ob es diese schon ursprünglich durchbrach oder ob die Tuffschichten erst später abgerodet wurden. Sicher ist, dass der höchste Teil, von cca 10 m Höhe, nur durch Lava gebildet wird und dass die Basalttuffschichten — ausgenommen die südwestliche Seite — rings um den Várhegy aufzufinden sind, daher den Wasserspiegel des Gortvabaches um 60 m übersteigen.

Vom vulkanologischen Standpunkt ist der Várhegy von Várgede das bemerkenswerteste Gebilde des gesamten nördlichen Basaltgebietes, eine typische Quellkuppe. Die Basalllava hat die terrainbildenden, ältesten Oligozänschichten in grosser Breite durchbrochen, bezw. heraufgeschoben, bildet daher eine sich in der Tiefe verbreitende Masse. Dies wird auch durch jene Beobachtung bestätigt, dass die grösste kohlenensäurehaltige Quelle aus der am jenseitigen, südlichen Ufer des Gortvabaches errichteten Bäderanlage, aus einem 3 m breiten und 8 m tiefen Schacht unmittelbar aus den vulkanischen Gesteinen hervorbricht, trotzdem diese Quelle vom Fuss des Várhegy, d. h. von den an der Oberfläche sichtbaren vulkanischen Massen annähernd 60—70 m. weiter nach Süden liegt.

Aus dem vulkanischen Geröll des ersten Ausbruchs entstand ein braun-rötlichbraunfärbiger, grobkörniger, geschichteter Basalttuff, in welchem ausser den Lapillis, Lavafetzen und vulkanischen Sandes, auch viel fremde Einschlüsse, hauptsächlich Sandstein und Fillitstücke aufzufinden sind. Die unterste, mit Basalt in Berührung stehende Schicht des Basalttuffs ist von der Lava stark durchtränkt, bildet ein wahre Lavabreccie, was weiters der Beweis dafür ist, dass sie durch die hervorbrechende Lava im Kontakt verwandelt wurde.

Der Lavaausbruch war von geringer Menge, die ganze vulkanische Kuppe erhebt sich nur 72 m über den Wasserspiegel des Gortva-Baches und ist der Umfang des Várhegy — wie wir es aus den Angaben erfuhren — auch klein. Die aufbrechende Lava war an Gasen sehr reich, verhinderte aber die Basalttuffdecke, das Entweichen der Gase aus der erhärtenden Lava und so die Lava erhärtete sich in ihrer ganzen Menge als ein schwammartiges, poröses Gestein. Der in den Berghang des Várhegy vertiefte

Steinbruch bringt nur Basaltlava zum Vorschein, einen Basalt dichter Struktur konnte ich am ganzen Berg nicht auffinden. Die im Tuff auffindbaren Basaltbomben mit dichtem Gewebe stammen aus der, dem Lavaausbruch vorangegangenen Geröllstreuung.

Die Basaltlava kann in den grossen Steinbruchaufschlüssen gut untersucht werden. Von weitem, den äusseren Gestaltformen des Berges entsprechend, kann besonders in den oberen Lagen der Steinbruchswände eine gewisse Schichtung beobachtet werden. Diese ist aber keine richtige Schichtung, sondern nur die Folge davon, dass die dunkelgrauen und braunfärbigen Lavastücke, Lavabrocken in reihenartigen Schichten sich einordneten. Die Lavamasse selbst ist nirgends schichtig, verrät niemals eine regelmässige Absonderung, sie ist eine homogene Masse. Die in den Berghang, im Niveau der Steinbrüche vertieften, 3—4 m tiefen Forschgruben schliessen überall die gleiche Lavamasse auf. In der Basaltlava sind nur wenig fremde Einschlüsse aufzufinden, nur rötlich-braun angeröstete Sandsteinstücke, welche eine eigenartige Limonitrinde umhüllt, konnte ich entdecken. Die im Obigen geschilderten und charakterisierten vulkanischen und geologischen Verhältnisse werden durch Profil Nr. 2. (auf Seite 698.) und Abbildung 1. veranschaulicht.

Rings um den Várhegy von Várgede und auch seiner weiteren Umgebung treten zahlreiche kohlenensäurehaltige Quellen an die Oberfläche, was als ein Zeichen einer recht intensiven postvulkanischen Tätigkeit angesehen werden kann. Unmittelbar am Fuss des Várhegy, entlang des Gortvabaches, in einem Umkreis von einigen hundert Metern, reihen sich diese Quellen, sogenannte „Csevice's“ aneinander und werden in kleinen, alten Bäderanlagen verwertet. Várgede selbst war in der achtziger und neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ein wohlbekannter und beliebter Badeort des Gömörer Komitats. Die grösste Quelle der Bäderanlage ist brunnenartig gefasst, bricht aus einem 3 m breiten und 8 m tiefen Schacht hervor. Ihr Wasser wird zu Trinkkuren und auch zum Baden benützt. In der Bäderanlage liegt auch ein 25 m langes Schwimmbecken, welches sein Wasser unmittelbar aus den aus ihrem Boden hervorbrechenden kleinen Quellen erhält, hier ist eine ganze Reihe kleiner Schlammkrater, aus welchen kohlenensäurehaltiges Wasser hervortritt, zu beobachten. Überall in den Parkanlagen bricht schon nach wenigen Spatenstichen Sauerwasser oder

Kohlensäure selbst zum Vorschein. Nicht nur in den Bäderanlagen, sondern am Ufer des Gortvabaches tritt aus grösseren Brunnen überall kohlenensäurehaltiges Wasser an die Oberfläche, dieses wird von den Ortsbewohnern als Trinkwasser benützt.

In der Umgebung von der Gemeinde Várgede finden wir mehrere kohlenensäurehaltige Quellen. So westlich der Gemeinde, im Inundationsgebiet des Gortvabaches, schon am Fusse des Basaltberges Felső-Bikk, eine vorzüglich reiche, Sauerwasserquelle. An Ertrag ärmer ist jene Sauerwasserquelle, welche in der Nähe der Osztra-Basaltkuppe, im Norden von Várgede führenden Hajnal-Tal entspringt. Südlich von Várgede, bei dem Fuss der Basaltkuppe des Alsó-Bikk, neben Bizófalva-pusztá plätschert auch eine kleine Sauerwasserquelle. Westlich von Várgede, wo die Landstrasse sich nach Süden wendet, bricht neben dem Meierhof—Duranda auch eine kleine Sauerwasserquelle an die Oberfläche.

Die ganze nördliche Hälfte des Nográd-Gömörer Basaltgebietes ist reich an Sauerwasserquellen. Die Entstehung dieser Quellen hängt unbedingt mit der basaltvulkanischen Tätigkeit, d. h. mit der postvulkanischen Wirkung zusammen. Statt jeder weiteren Detaillierung bezeichnete ich auf der beigelegten Kartenskizze Nr. II. die Quellen der im durchsuchten Basaltgebiet aufzufindenden kohlenensäurehaltigen Wässer. Eine dieser Quellen wurde während der Tschechenherrschaft bei der Gemeinde Gömörsid fachgemäss gefasst und nachdem das Wasser auch in Verkehr gebracht wurde, auch chemisch analysiert. Die Analyse teile ich in Folgendem mit;

Chemische Analyse des natürlichen „Kornélia“ Mineralwassers nach den Angaben des Dr. Johann Nemeč:

Fester Rückstand bei 180 C°	0.9050 g/l
Eisenion (Fe)	0.0120 „
Kloridion (Cl)	0.0039 „
Hidrokarbonation (HCO ₃)	0.7210 „
Freie Kohlensäure (CO ₂)	2.0900 „
Laugigkeit	16.38
Wechselnde Härte	45.9 deutscher Grad
Ständige „	0.8 „ „
Gesamte „	46.7 „ „

Vom bakteriologischen Standpunkt ist das Wasser tadellos.

Die Basaltlava des Várhegy von Várgede wird hauptsächlich als Baustein verwendet. Nach Ansage der Ortsbewohner wurde eine ziemlich beträchtliche Menge derselben während der Tschechenherrschaft in eine nördlicher gelegene Zementfabrik geführt und als Zusatzmittel zu 20% dem Zement beigemischt. Leider gelang es mir nicht bezüglich dieser Verwendungsart weitere, ausführlichere Angaben zu erhalten. Die Basaltlava wird, nachdem eine Sprengung nicht möglich ist mit der Spitzhacke und Hammer abgebaut. Als Ergebnis dieser Abbauart sind die Steinbruchwände vollkommen eben, ihre steilen Flächen gleichen den Wänden der Riolittuff — Steinbrüche bei Eger.

Der Felső-Bikk—Balogfali-Berg.

Die westliche Fortsetzung der Basaltkuppe des Alsó-Bikk, welcher *Felső-Bikk* genannt wird, ist eine flach verzogene Basaltdecke, welche vom Erstgenannten nur ein tiefer Wasserlauf, bzw. ein 301 m hoher Sandsteinsattel trennt. Die Basaltdecke des Felső-Bikk zieht sich von Várgede nach Westen, wendet sich dann plötzlich nach Süden und findet dann ihre unterbrechungslose Fortsetzung in der an seiner Oberfläche vollkommen ebenen Basaltdecke des *Balogfali-Berg*. Der Felső-Bikk und der Balogfali-Berg bilden auf diese Art eine einheitliche, zusammenhängende Hochebene, welche bei einer Länge von 4 km nur 125 bis 700 m breit ist. Der von Várgede aus, sich zu Beginn nach Westen, dann nach Süden wendende Teil, auf welchem die Höhenpunkte 352 †, 356 † und 339 † liegen, nennt man Felső-Bikk, während der höchste und gleichzeitig breitere Abschnitt, welcher gegenüber der Gemeinde Balogfala liegt den Namen Balogfali-Berg trägt. Die beiden Teile sind, trotzdem sie verschiedene Namen tragen, weder in geologischer, noch in morphologischer Hinsicht von einander zu trennen. Demgegenüber nimmt die Basaltdecke des Balogfali-Berg gegen Süden in den flachen Doppelkuppen 406 † und 415 † m. ihre Fortsetzung, diese sind sowohl in ihrem Aufbau als auch in den Eigenschaften ihres Gesteins von dem Früheren abweichend und das Ergebnis einer besonderen vulkanischen Tätigkeit. Diese Basaltdoppelkuppe wird auf den Karten als *Budahegy* bezeichnet, während es die Dorfbewohner *Gudatető* nennen.

Die zusammenhängende Basaltdecke des Felső-Bikk und Balogfali-Berg besteht ausschliesslich aus Basalt, entstand daher aus

einem einmaligen Lavafluss. Basalttuff ist in diesem Deckenabschnitt nicht vorzufinden.

Das Fundament dieser langen Basaltdecke ist in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmässig, besteht aus Sand, bezw. Sandstein. Bezüglich des Alters fand ich keine paleontologischen Angaben und so kann ich es auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit als mit den benachbarten Oligozänschichten gleichaltrig annehmen. An den sedimentären Hängen des Felső-Bikk sind stellenweise reichlich Glimmerschiefer, dann Fillitgeröll, Quarzkiesel und scharfe Quarzstücke aufzufinden. Im Alsó-Bikk sassen diese Einsprenglinge im Basalttuff.

Im Aufbau der vulkanischen Decke des Felső-Bikk nimmt jedoch der Basalttuff keinen Anteil, auch sein Basalt enthält keine solche Gesteineinschlüsse; die an seinen Hängen auffindbaren Glimmerschiefer und Fillitstücke gehören, deshalb wahrscheinlich den Oligozängebilden an, — sie sind vielleicht Terrassenreste. Übrigens sind die Schiefergerölle sowohl am Hang des Felső-Bikk, wie auch des Balogfali-Berges aufzufinden. Das Oligozänterrain wechselt zwar nur zwischen 300 und 325 m ab, was keinen bedeutenden Unterschied ausmacht, wir müssen aber dem gegenüber in Betracht ziehen, dass die sich über die Basaltdecke erhebenden 362 † und 365 † m hohen flachen Kuppen ebenfalls aus Sand und Sandstein bestehen und wir daher bereits einem Höhenunterschied von 85 m gegenüber stehen, was auf einem Gebiet so geringen Umfanges schon eine bedeutende Abweichung bedeutet. Dies erbringt auch den Beweis, dass das vor dem vulkanischen Ausbruch bestandene Oligozänterrain, gegenüber dem heutigen, in jeder Richtung höher war und sich auf demselben bedeutende Höhenunterschiede sich zeigten. Die Lava umfloss die grösseren Erhebungen. Der Gortva-Bach schnitt sein Bett bereits nach Ablauf der vulkanischen Tätigkeit in das aus oligozänen Sedimenten, Basalt und Basalttuff bestehende Terrain ein und gestaltete die heutige Morphologie erst später aus.

Der die vulkanische Decke des Felső-Bikk und des Balogfali-Berg aufbauende Basalt ist auf der gesamten Fläche von bänkiger Entwicklung, zeigt nur stellenweise im Kontakt der liegenden Schicht eine säulenartige Absonderung. Der Basalt ist ein graufärbiges, sehr dichtes Gestein von sehr feinem Gewebe, ist gut spaltbar und zur Erzeugung von Würfelsteinen vorzüglich geeignet.

In der Praxis wird das nur in einigen wenigen bäuerlichen Abbau-gruben gewonnene Material nur für den lokalen Bedarf und nur als Baustein verwendet.

Der Buda-Berg.

Die Fortsetzung der Basaltdecke des Felső-Bikk und des Balogfali-berges ist die domartige Doppelkuppe, welche sich annähernd 40—50 über die erwähnte Basaltdecke erhebt und welche die im Masstab 1:25.000 verfertigten Karte *Budaberg*, während die Ortsbewohner *Gudatető* nennen.

Diese Doppelkuppe, welche aus Basalt und Basaltpuff aufgebaut ist, weicht, trotzdem sie morphologisch mit derselben organisch zusammenhängt, bezüglich Struktur von der Basaltdecke des Balogfali-berg ab. Budaberg ist infolge ihrer sowohl im Aufbau, wie in den Eigenschaften ihrer Gesteine das Produkt eines von jenem von Balogfali-berg unabhängigen, selbständigen Ausbruches anzusehen.

Der Spitzenteil des Budaberg besteht aus zwei, aneinander gelehnten, flachen Kuppen und lagert auf einem sehr breiten oligozänen Sand-Sandstein-Fundament, welchen der Gortva-Bach in grossem Halbkreis an seinen Süd- und Westhängen umfließt.

In der den Budaberg aufbauenden vulkanischen Tätigkeit können wir drei Abschnitte unterscheiden. Der Ausbruch begann mit einem Lavafluss, wurde durch Geröllstreuung fortgesetzt, welchem ein, die vulkanische Tätigkeit abschliessender, neuerlicher Lavaausbruch folgte. Den Aufbau des Budaberges veranschaulicht das beigelegte geologische Profil Nr. 3. (auf Seite 704.).

Der erste Lavafluss war von grosser Menge, aus der Erhärtung der Lava entstand die grössere, deckenartige Basaltschicht des Budahegy, welche den südlichen Teil des Gipfelabschnittes des Berges bildet und dessen Oberfläche die Höhe von 390 bis 393 erreicht.

Der nächste Ausbruch bestand aus Geröllstreuung, welche wahrscheinlich aus einem anderen Krater erfolgte, der daraus entstandene Basaltpuff lagert nicht auf der früher entstandenen Basaltschicht, sondern lehnt sich an den Nord-Nordwesthang derselben an.

Der nächste Ausbruch bestand wieder aus Lavafluss, dessen Masse sich auf den Basaltpuff lagerte, ergoss sich teilweise in nörd-

licher Richtung auf die Decke des Balogfali-berg, so, dass die Basaltmassen dieser Beiden heute scheinbar organisch zusammenhängen.

Der aus dem ersten Ausbruch erhärtete Basalt ist von dunkelgrauer Farbe, sehr dichtem Gewebe und von bänkiger Absonderung, in welchem nur stellenweise mit der Lupe einige winzige Olivinkristalle zu bemerken sind. Ist in seiner ganzen Masse ein homogenes, frisches, vorzüglich spaltbares Gestein, daher ein zum Behauen und zur Erzeugung von Steinwürfel vorzüglich geeignetes Strassenbaumaterial. Neben seinen hervorragenden Eigenschaften besitzt es auch eine gut Lage, liegt in der Luftlinie nur 1000 m. von der Eisenbahnstation Balogfala entfernt.

Aus dem Geröll des zweiten Ausbruches bildete sich ein braunfärbiger, dick bänkiger Basalttuff, welcher an Zusammensetzung ziemlich gleichmässig ist. In ihren unteren Lagen enthält es in der Nähe der Sand-Sandstein Liegenden mehrere sedimentäre Bestandteile, Sand und kleine Quarzkiesel, hier ist es dünnschichtig. Vom Kontakt mit den sedimentären Gebilden sich entfernend gelang das Material vulkanisches, Ursprungs: vulkanischer Sand, Lapillis, Bomben und Lavafetzen in das Übergewicht, im selben Verhältnis vermindert sich die Schichtigkeit des Gesteins, wird wieder bänkelig.

Zwischen dem Basalttuff und dem Liegenden des Sandes ist die Begrenzung eine scharfe, mit Rücksicht darauf, dass dieser Basalttuff ein ziemlich dichtes gut geschichtetes Gestein von gleichmässiger Korngrösse ist, fremde Einschlüsse nur selten enthält, ist es ein gut ritzbäres für Bauzwecke gut verwendbares Gestein.

Der 415 † m hohe höchste Gipfelabschnitt des Budaberg nahm seinen Ursprung aus dem letzten Lavafluss. Hier lagert die Lava auf dem Basalttuff. Das Material ist eine rot-rötlichbraune, in ihrer ganzen Menge schwammartige Basaltlava. Ist eigentlich ein Konglomerat von scharfen, miteinander nur durch das Bindematerial verbundenen, gut ausgebildeten vulkanischen Bomben, welche ebenfalls durch Lavamasse zusammen gehalten werden. An den aus Lava bestehenden kahlen Wänden sind schöne Fladen und Brockenlavafächen zu erkennen. Diese Lava wird durch die Ortsbewohner zum Hausbau verwendet. Trotzdem die chemische Industrie und Technologie an derselben ein stark gesuchtes und für viele Zwecke gut verwendbares Material finden würde, wird es zu solchen Zwecken bis jetzt leider nicht verwendet.

II. TEIL.

(Geologische Kartenskizze Nr. III.)

Die Basaltberge in der Umgebung der Gemeinde Korláti.

Im Nordteil des Nográd-Gömörer Basaltgebietes sind die Basaltberge grösster Menge und Ergiebigkeit in der Umgebung der Gemeinden Korláti und Fülek aufzufinden. Bedeutende Basaltdecken und hohe Basaltkuppen reihen sich hier aneinander.

Der Höchste derselben ist der sich neben der Gemeinde Korláti sich erhebende Nagy-Bucsony (515 m) und die sich an denselben anlehrende doppelte Basaltkuppe (477—463 + m) Kis-Bucsony. Diese beiden Basaltberge beherrschen mit dem sich an diese anschliessenden Kerek-Berg und Remete-Berg (453 + m) das ganze Gelände (siehe Abbildung 3.). Diese Basaltberge und die um sie herumliegenden kleineren, besser gesagt niedrigeren Basaltdecken, bilden innerhalb der die Gemeinden Fülek—Gömörsid—Guszona—Nagydaróc verbindenden Linie eine ziemlich geschlossene Einheit, eine zusammenhängende Masse. An die zentral liegenden Nagy- und Kis-Bucsony schliessen sie sich in westlicher und nördlicher Richtung an. Der eine Teil reiht sich in westlicher und nördlicher Richtung an den Nagy-Bucsony, der andere Teil lehnt sich in südwestl. Richtung an den Kis-Bucsony an.

In diesem meinem Bericht bespreche ich nur den Aufbau und die vulkanologischen Verhältnisse der sich an den Nagy-Bucsony anschliessenden Basaltberge.

In westlicher und nördlicher Richtung von Nagy-Bucsony ziehen sich flache, durchschnittlich 250—360 m hohe Bergrücken und Grate dahin, die unter denselben befindlichen Basaltberge weichen in morphologischer Beziehung von den benachbarten sedimentären Graten nicht ab. Es ist sogar feststellbar, dass in diesem Gebiete einzelne sedimentäre Rücken und Kuppen eine grössere Höhe erreichen als die Oberfläche der hierher gehörigen Basaltdecken. Dieser Abschnitt des Basaltgebietes ist eine, in der Richtung der Ipoly-Ebene sich verflachende Gegend, welche in keiner Beziehung dem typisch vulkanischen Gebiet der Umgebung Somoskö—Salgótarján—Ajnácskö ähnelt.

Der Aufbau dieser Basaltberge ist gleichförmig, das Fundament sets ein, aus oligozänem Sand-Sandstein-Ton bestehendes Terrain. Die vulkanische Tätigkeit nahm — einige wenige Ausnahmen abgerechnet — mit einer Geröllstreuung ihren Anfang, diese war von

geringer Menge und haben sich aus derselben nur dünne Basalttuffschichten abgesondert. Aus dem Material der Geröllstreuung gefolgt, ergiebigen Lavaflüsse wurden dann die hier auffindbaren Basaltdecken von beträchtlichen dicken Ausmassen aufgebaut. Die Zahl solcher Basaltberge, bei deren Entstehung die Geröllstreuung fehlte, ist sehr gering.

Sehr bezeichnend für diese Gegend ist die Verwitterung und eigenartige Erosion des oligozänen Terrains. Die in einer Richtung verzogenen Sand- und Sandsteingrate schneiden sich meist in Querrichtung ein und es entwickeln sich dann aus diesen in Querrichtung eingezogenen Graten im Laufe der weiteren Erosion die kleinen Kuppen. In diesem Gebiet unterscheiden sich in morphologischer Beziehung die Basaltdecken und kleinere Basaltkuppen kaum von den benachbarten Sandrücken; die letzteren sind stellenweise sogar höher als die Oberfläche der Basaltdecken.

Vergleichen wir die Höhenverhältnisse des ganzen Basaltgebietes von Salgótarján bis Losonc — zur Zeit der basaltvulkanischen Tätigkeit — so finden wir, daß es in der Richtung des Ipolytales ständig niedriger wird. In der Umgebung von Salgótarján bildeten die oligozänen Gebilde unter und um den Basalt noch 4 bis 500 m hohe Grate und Kuppen, während sie in der Nähe von Fülek nur mehr eine maximale Höhe von 360 m. erreichen, weiter nach Norden zu, in der Umgebung von Guszona-Daróc erfolgte die vulkanische Tätigkeit nur mehr auf ein 220 m hohes Terrain.

Der Nagy- und Kis-Bucsony-Berg.

Diese beiden vulkanischen Kuppen lagern nebeneinander auf demselben sedimentären Fundament so, dass sich ihre Spitzen, in Luftlinie gemessen, in nur 1 km. Entfernung von einander erheben. Morphologisch sind sie regelmässig ausgebildete Kuppen, auch der Aufbau ist gänzlich gleichartig. Der Nagy-Bucsony ist von beiden doch der besser erhaltene und ausgebildete, auf selbem ist die trichterartige Vertiefung des einstigen Kraters noch heute gut zu verfolgen (siehe Abbildung 2.).

Das gemeinsame sedimentäre Fundament wurde aus oligozänem Sand und Sandstein aufgebaut.

Die die Basaltkuppen hervorgebrachte vulkanische Tätigkeit bestand aus mehreren Abschnitten und hatte einen ausgesprochenen

Stratocharakter. An beiden Basaltkuppen konnte ich gleichermaßen vier, von einander gut abzugrenzende Ausbrüche feststellen.

Der erste Ausbruch bestand aus Geröllstreuung aus deren Material sich ein gut geschichteter Basalttuff von bedeutender Menge entwickelte.

Der zweite Ausbruch bestand aus gewaltigen Lavaflüssen und brachte grosse Mengen Basalt zur Entwicklung.

Diesem folgte als dritter Ausbruch, wieder eine Geröllstreuung, der aus derselben entstandene Basalttuff ist nicht nur von geringerer Menge, als jener der ersten Ausbruchsperiode, auch die petrographischen Eigenschaften des Tuffs verraten grössere Abweichungen.

Der letzte, vierte Ausbruch brachte dann wieder grössere Lavamassen an die Oberfläche, der aus demselben erhärtete Basalt unterscheidet sich in petrographischer Hinsicht auch vom Material des früheren Lavaergusses.

Die Basaltkuppen des Kis- und Nagy-Bucsony haben beisammen eine Ausdehnung von 3—5 km², während ihre Höhe 477 \pm bzw. 515 \pm m beträgt. Mit Rücksicht darauf, dass das ursprüngliche oligozäne Terrain, auf welchen der Ausbruch erfolgte, eine Höhe von 355—380 m. hatte, erreicht die Dicke der vulkanischen Gesteinsmassen 120 bis 135 m. Es ist feststellbar, dass die Menge des Basalttuffs eine geringere ist, als jene des Basalts; beide Kuppen werden hauptsächlich durch Basalte aufgebaut. Am Aufbau des Kis- und Nagy-Bucsony nahmen zwei, in petrographischer Hinsicht verschiedene Basaltarten teil, welche auch bezüglich praktischer Verwendbarkeit bedeutende Unterschiede aufzeigen. Das Material der Basaltkuppen wird durch die Korláter Basaltbergwerk A.-G. abgebaut, die Steinbrüche derselben haben den Nordhang des Kis-Bucsony in 1800 m Länge in 9 nebeneinander liegenden Steinbrüchen, bezw. Gruben angebrochen. Die erwähnte A.-G. ist ein gewaltiges, modern eingerichtetes Bergbauunternehmen, welches z. Z. der grösste Basaltsteinbruch der nördlichen Hälfte dieses Gebietes ist. Das abgebaute Material wird mittels Kleinbahn auf die, 5.3 km Entfernung liegende Eisenbahnstation Balogfala geführt und dort verladen.

Cziczkahegy.

Eine von den später beschriebenen Pálhegy und Szerenahegy abgeordnete Gruppe der um den Nagy-Bucsony gelagerten Basalt-

berge ist jene 5 km lange, von Füleksávoly nach Norden, bis zur Grenze von Nagy-Daróc sich hinziehende Basaltdecke, welche das breite Tal des Ipoly-Flusses gegen Osten begrenzt. Diese, bei ihrem Entstehen einheitliche Basaltdecke, haben die tiefen schluchtenartigen Einschnitte der dem Ipoly zueilenden Bäche Csirinc und Daróc heute schon in drei selbständige Stücke zerteilt. Zwischen den auch landschaftlich schönen tiefen Taleinschnitten, ist die 2 km lange Schlucht des Csirinc-Baches am schönsten; der Bach fließt in der Länge von 1 km zwischen den 20—30 m tief eingeschnittenen Basaltwänden dahin. Die sich schlängelnde Felsschlucht gibt ein herrliches Landschaftsbild und ist zweifellos eine der schönsten, welche in unserem Mittelgebirge aufzufinden sind.

Bezüglich des Aufbaues und der vulkanologischen Verhältnisse dieser in drei Teile zerschnittenen Basaltdecke gibt das geologische Profil Nr. 4. Aufklärung (auf Seite 710).

Die grösste Ausdehnung hat der südliche Basaltdeckenteil, welcher von der Grenze des Dorfes Füleksávoly bis an die Schlucht des Csirinc-Baches reicht; ist ein 250 bis 300 m hoher Grat mit ebener Fläche, aus welcher sich die keine, 317 m hohe Kuppe des Cziczkaberges erhebt. Die Spitze selbst besteht aus Muskovit-Sand und Sandstein, diese umfängt die Basaltdecke an ihren West- und Nordseiten, wir können auch sagen, dass der Basalt sich an die Spitze anlehnt. Die tiefe Felsschlucht des Csirinc-Baches schneidet sich am Nordhang des Cziczkaberg eben in diesen Basaltdeckenteil ein. Den Aufbau dieser vulkanischen Decke schliesst die Felsenschlucht auf; der Bach hat nicht nur den Basalt, sondern auch dessen Liegende, eine grünlichgraue fossilienhaltige Tonschicht in annähernd 6 m Tiefe durchschnitten. Bemerkenswert ist es hier, dass die Liegende der Basaltschicht hier nicht durch Sand und Sandsteinschichten — wie überall sonst in der Umgebung —, sondern durch eine Tonschicht gebildet wird. Auf dem Ton lagert eine dünne Basalttuffschicht, worauf sich die Basaltschicht selbst legt. Mit Rücksicht darauf, dass diese Basaltdecke auf der Karte keinen besonderen Namen trägt, sie aber fachliterarisch doch bezeichnet werden soll, nenne ich dieselbe nach dem aus sie herausragenden Gipfel, Cziczkaberg.

Der nächste Basaltdeckenabschnitt zieht sich in nördlicher Richtung vom Csirinc-Bach bis zum Daróci-Bach dahin. Ist eine durchschnittlich 300—304 m hohe, vollkommen ebene Hochebene,

hat auf der Karte auch keinen besonderen Namen. Die Dicke der Basaltschicht beträgt 30—35 m unter derselben liegt eine dünne, stellenweise nur 1 m hohe Basalttuffschicht. Der Basalt ist ein graufärbiges, gut geschichtetes Gestein von dichtem Gewebe, welcher von den Dorfbewohnern in einigen kleinen Gruben gebrochen und meist als Hausbaustein verwertet wird.

Der nördlichste Teil der zerstückelten Basaltdecke ist jene kleine Hochbene, welchen die alten, vor dem Weltkriege ausgegebenen Karten. *Danczaerdő*, während die neuen, durch die Tschechen ausgebesserten Karten, *Dansa-erdő* (Wald) benennen. Ist eine annähernd 1 km lange, im Durchschnitt nur 200 m breite, ganz flach bedeckte Hochebene. Der grösste Teil der Oberfläche ist mit Basalt bedeckt, nur die 308 m hohe südöstliche flache Kuppe besteht aus Sandstein. Die ausgeflossene Lava hat auch hier die höchste, aus dem oligozänen Terrain hervorragende Spitze umflossen. Es ist bemerkenswert, dass das Liegende der Decke nicht einheitlich ist, im Südteil lagert der Basalt auf einem glimmerreichen Sand, während er im Nordteil auf einem, auch Pflanzenreste enthaltenden Mergel-Sandstein liegt.

Die Basaltdecke des *Dancza-erdő* besteht ausschliesslich aus Basalt, der Basalttuff hat im Aufbau nicht teilgenommen.

Das Gestein ist von grauer Farbe, ein gut geschichteter Basalt, welcher nur stellenweise, in der Nähe der Sandstein-Liegenden eine grob säulenartige Absonderung verrät. An der Oberfläche der Basaltdecke sind Lavabasaltflecken zu beobachten.

Der Pál-Berg und Szerena-Berg.

Die sich auf den Aufbau und die vulkanologischen Verhältnisse beziehenden Beobachtungen dieser, sich in West-, bzw. Nordrichtung an die Basaltkuppe des Nagy-Bucsony sich anschliessenden Basaltberge kann ich in folgenden zusammenfassen.

An die, aus dem ersten Lavafluss entstandenen Basaltmengen des Nagy-Bucsony, schliessen sich mit kurzer Unterbrechung in westlicher Richtung flache, durchschnittlich 340—360 m hohe Basaltdecken mit ebener Oberfläche an, welche fast bis zur Grenze der Gemeinde Füleksávoly reichen, während eine ihrer Verzweigungen sich nach Norden bis zu den ersten Häusern der Gemeinde Guszona hinzieht. Die ebene Oberfläche dieser einheitlichen

Basaltdecken von grosser Ausdehnung, haben auf der Karte keine besonderen Namen, nur die Endpunkte der zwei Gratensätze, der 344 m hohe *Fálberg* und der 341 m hohe *Szerénaberg*, dann im Nordteil der 317 m hohe *Cickaberg*, wurden besonders hervorgehoben und bezeichnet.

In die Struktur des Pál-Berges und des Szerena-Berges geben nur die kleinen Steinbrüche der Ortsbewohner, welche sich am Westende der Basaltdecke in die Hänge der Decke vertiefen, einen gewissen Einblick. Die am Ende des Pálhegy gemachten Beobachtungen werden durch das beigelegte geologische Profil Nr. 5. (auf Seite 712.) veranschaulicht. srdlu

Es kann festgestellt werden, dass die vulkanische Tätigkeit mit einer Geröllstreuung begann; diese erfolgte auf einem recht grossen Gebiet, dauerte aber nur kurze Zeit, brachte daher wenig Material zum Vorschein; aus derselben entwickelte sich eine nur 1—3 m dicke Basalttuffschicht. Das Hauptgewicht der Ausbrüche bildeten die der Geröllstreuung gefolgt Lavaflüsse, aus welchen die Basaltdecken von grosser Ausdehnung sich entwickelten. Der Basalt der in die Hänge des Pálberg und Szerenaberg vertieften kleinen dörflichen Gruben ist ein graufärbiges, gut geschichtetes, einheitlich entwickeltes Gestein von dichtem Gewebe. Jeder in den kleinen Gruben gewonnener Basalt ist zum Erzeugen von Steinwürfeln, aber auch als Bruchstein, Schotter gut verwendbar. Dem regelmässigen, rationellen Abbau steht die beträchtliche Entfernung des Basalts von der Eisenbahnlinie Füle—Losonc im Wege.

Verwendungsmöglichkeiten der Gesteinsmaterialien.

Basaltbergbau.

Die Basalte des Nógrád-Gömörer Basaltgebietes spielen im volkswirtschaftlichen Leben unseres Landes, nachdem sie das beste Strassenbaumaterial liefern, eine sehr bedeutsame Rolle. Gegen Ende des vorigen Jahrhunderts, im Jahre 1878, als am Nyergesberg die sogenannte „Bremser“, und zwei Jahre später, als an der Medveser Hochebene die „Macskalyuki-bánya“ eröffnet wurden, nahm der ungarische Basaltbergbau seinen Anfang. Seit dieser Zeit wurden nicht nur in diesem Gebiet, sondern auch an unseren anderen Basaltgebenden, so in Westungarn, mehrere grössere Basaltbergwerke eröffnet und entwickelte sich seit dieser Zeit eine bedeutende Basaltbergbau- und Strassenbaumaterial-industrie.

Im Laufe der Jahre entstanden im Nógrád-Gömörer Basaltgebiet zwei Steinbruchzentren, das eine im Südteil des Gebiets, in der Nähe von Salgótarján und Somoskő, das andere im Nordteil des Gebietes, in der Umgebung der Gemeinden Fülek—Ajnácskő und Korláti. Die Entstehung dieser beiden Zentren wurde ausser dem vorzüglichen Gestein, auch durch das Eisenbahnnetz der Gegend stark gefördert, bezw. beeinflusst. Der Bedarf an Strassenbausteinmaterial ist in der Hauptstadt und an der grossen ungarischen Tiefebene am grössten. Das Nógrád—Gömörer Gebiet wird durch diese beiden Grossabnehmer aus zwei Richtungen auf kürzestem Wege erreicht: über Hatvan—Somoskőújfalu und auf der Linie Bánréve—Miskolc. Es entwickelte sich dementsprechend im Südteil des Gebiets, in der Umgebung von Salgótarján—Somoskő und im Nordteil des Gebiets, in der Umgebung der Gemeinden Fülek—Ajnácskő—Korláti, der Basaltbergbau am intensivsten. In der Umgebung von Fülek wurden im Laufe der Zeit annähernd zehn, in der Nähe von Ajnácskő acht Basaltbergwerke verschiedener Grösse eröffnet.

Infolge der dem ersten Weltkrieg folgenden schweren aussenpolitischen Veränderungen und der als Folge derselben entstandenen wirtschaftsgeographischen Zustände, stellten viele der Bergwerksunternehmen ihren Betrieb auf kürzere oder längere Zeit ab, während dieser Zeit wurde aus dem Basaltgebiet Grenzgebiet und fiel infolgedessen aus jedem Strassenbauprogramm heraus. Von den nördlichen Steinbrüchen konnte man nur in den Steinbruch der kapitalstärkigen „Korláti Bazaltbánya R. T.“ (Korláter Basaltbergwerk A.-G.) die Arbeit ständig aufrechterhalten, auf diese Art entwickelte sich dieser Betrieb zum bestgeführten und instruierten Basaltbergwerk des nördlichen Teiles dieses Basaltgebietes. Die Korláter Basaltbergbau A.-G. baute in Nord-Süd-Richtung die Ostseite des Kis-Bucsony ab, und zwar in annähernd 1800 bis 2000 m Länge, wo 9 Bergwerksgruben und eine Forschungsgrube sich in die Oberfläche vertiefen. Fünf der erwähnten Gruben arbeiten ständig. Die in der Höhe von 365 m geöffneten Bergwerkshöfe haben — ausgenommen den Hof Nr. I. — den unter dem Basalt liegenden Basaltpuff und sogar dessen oligozän Liegende angebrochen. Mit Rücksicht darauf, das der Neigungswinkel des Basaltpuffs gegen das Berginnere zu 6 bis 8 Grade beträgt, müssen die Bergwerkshöfe gegen das Innere zu, vertieft werden, damit auch der sich nach unten ziehende, gute Basalt, erreicht werden kann.

Der modern eingerichtete Bergwerkbetrieb arbeitet überall mit möglichst mechanischen Betrieb. Das abgebrochene Steinmaterial wird mittels einer 300 m langen Rutschbahn in die 130 m tiefer liegenden Brechwerke gebracht und dann in den Elevatorverteiler geleitet. Von hieraus wird der Basalt mittels Kleinbahn auf die in 5.3 km Entfernung liegende Eisenbahnstation Balogfala geführt, wo sehr gut ausgeführte Verladeeinrichtungen errichtet wurden. Das Unternehmen befasst sich vorwiegend mit der Erzeugung von Steinwürfeln, nur der für solche Zwecke wenig geeignete Basalt wird als Bruchstein oder Schotter verwertet.

Die an der Talsohle errichtete Brechmühle, Werkstätten, viele und gut gepflegte Arbeiter-, Direktoren-, Ingenieur- und Beamtenwohnstätten bezeugen die soziale Denkungsart des Unternehmens.

Das Bergwerksunternehmen beschäftigt ständig mehrere hundert Arbeiter, spielt daher eine, auch volkswirtschaftlich wichtige Rolle.

Im durchforschten und im Rahmen dieser Abhandlung geschilderten Basaltgebiet sind ausser dem Korlátér Betrieb noch ein grosses und mehrere kleinere Steinbruch-Unternehmen. Das grössere, der „Darócer Basalt-Steinbruch“ ist schon im Westteil des Basaltgebietes, in der Richtung der breiten Ebene des Flusses Ipoly gelegen. Vertieft sich in den Westhang jener grossen Basaltdecke, welche von der Grenze der Gemeinde Füleksávoly ausgehend, sich in 5 km Länge, bis zur Gemeinde Nagy-Daróc hinzieht. Dieser Steinbruch wurde bei der Öffnung der durch den Csirinc-Bach gebildeten Schlucht erschlossen und hat den Saum der Basaltdecke in einer Länge von 2—300 m und einer durchschnittlichen Tiefe von 30 m angebrochen. Es war ein mit Aufzügen und anderen technischen Einrichtungen ausgestattetes Basaltbergwerk, befasste sich aber nur mit der Erzeugung von Steinwürfeln, Bruchstein und Schotter warfen sie auf die Halden. Der Basalt des Bergwerks war ein gutgeschichtetes, hellgraufärbiges, gesundes Gestein; jedenfalls war es schade, das zum Bruchstein und Schotter geeignete Material, auf den Schutz zu werfen. Der Betrieb hatte kein Brechwerk. Das geritzte Gestein musste auf weite Strecken mit Wagen befördert werden, wozu dem Unternehmen die Transportmittel fehlten. Der Betrieb arbeitete schon seit Jahren nicht, die wenigen technischen Einrichtungen wurden abmontiert.

In der Nähe des Steinbruches, schon an der Grenze der Gemeinde Nagydaróc sind viele kleinere Steinbrüchen in den Rand der Basaltdecke vertieft. Diese sind nur kleinere, dörfliche Betriebe, welche nur zu Zeiten der Steinkonjunktur erzeugen und bergwerklich nur Raubbau betreiben. In dieser Bucsony-Basaltgruppe finden wir nur in der Umgebung des Dorfes Füleksávoly, am Pálhegy drei kleinere dörfliche Basaltbergwerke, während am benachbarten Szerenahegy in zwei kleineren Steinbrüchen nur für den Lokalbedarf gearbeitet wird.

In den Basaltbergen der Umgebung von Várgede finden wir neben der Eisenbahnstation von Várgede am Várhegy das grösste Basaltbergwerk. Wie schon bei der Beschreibung des Várhegy erwähnt, erzeugt dieses Bergwerk ein Basaltlava, meist für den Hausbau, wurde aber dieses Gestein während der Tschechenherrschaft als Zementersatz, bzw. Zusatzmittel verwendet. Ebenfalls am Várhegy wird in kleineren Gruben der Basalttuf des Berges in geringen Ausmassen gebrochen.

Eine primitive Art des Bergbaus wird an der Nordseite der Basaltkuppe Alsó-Bikk betrieben, hier wird in vier kleiner Steinbrüchen unregelmässig und nur zeitweise abgebaut.

Auch die an den dem Gortva-Bach gegenüber liegenden Hängen der Basaltdecke von Felső-Bikk und Balogfali-hegy vertieften Abbaugruben erzeugen nur zeitweise und auf eine wenig rationelle Art.

BORSODNÁDASD, ARLÓ, BOLYOK ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Előzetes jelentés az 1939. évben végzett gyakorlati irányú földtani felvételtől.

Írta: Dr. Tomor János.

Tartalom.

	Oldal
I. Bevezetés	739
II. Földtani viszonyok	741
1. Középső oligocén	741
2. Felső oligocén alsó szint	743
3. Felső oligocén felső szint	744
4. Alsó miocén	745
a) terresztrikus agyagok, kavicsok	745
b) alsó riolittufa	745
c) széntelepes rétegcsoport	746
5. Pleisztocén	746
6. Holocén	747
III. Tektonikai viszonyok	747
IV. Összefoglalás. Gyakorlati irányú elgondolások	749

I. Bevezetés.

1939. év nyarán a m. áll. Földtani Intézet Igazgatóságának megbízásából az iparügyi minisztérium részére másfél hónapig tartó földtani felvételeket végeztem Borsodnádasd—Arló—Bolyok—Szent-simon—Hódoscsépány—Disznósd és környékén Borsod vármegyében. Mint dr. Schréter Zoltán főgeológus mellé beosztott geológus, Borsodnádasdön kezdtem meg a felvételi munkálatokat. Alig kélhetes munka után Schréter főgeológus önálló munka-

körrel bízott meg, amihez a Földtani Intézet Igazgatósága is beleegyezését adta. Feladatomban az volt, hogy Borsodnádasd és Szent Domonkos környékén az oligocén és miocén közt megvonva a határt, a dr. Schréter által felveendő miocén területtől Ny-ra térképezve csatlakozzak dr. Szentes Ferenc régebbi felvételeihez, majd észak felé haladva térképezzek és kutassam az oligocén-képződmények szerkezetét. Kiküldetésem másfél hónapja alatt — amellet, hogy aknáztattam — csaknem 100 km²-nyi területéről készítettem geológiai térképet.

A végzett munka sorrendjét követve, térképezett területem határa: Szent Domonkostól É-ra fekvő Kőhegyet metszi, majd Ny felé harántolja a Hosszú-völgyet, Vermes-patak völgyet, Középpoldalt, majd ÉNy és É-felé kanyarodva csatlakozik a dr. Szentes térképezte terület határához. Metszi a Nagyvölgyi völgyet, a Kőbőlvára—Szarvaskő csoportot. Majd északnak tartva érinti a Gyepesvölgy elejét, a Keserőt, az Eszkálabérc Ny-i szélét, a Csókás-, majd Kigyóshegyeket és Felső-Hangony községen át K-felé fordul. A Rigó-májtetőn át Szent Simon és Bolyok községektől É-ra fekvő területeket érinti és a 4764/4-es 1:25.000-s térképlapnak csaknem az északi szélén húzódik Ózd felé. Ózdnál D-re kanyarodik és végig egészen a borsodnádasd—domonkosi miocén területig az oligocén és miocén között húzódó fővetődési irányt követi.

Morfológiai nézőpontból a fentebb körülhatárolt terület középhegységjellegű K- és É-felé fokozatosan lejtő fennsík, amelyet 100 m-nél néhol jóval mélyebb, részben tektonikailag preformált következetes irányú eróziós völgyek szabdalnak összevissza. Legmagasabb része az 541 m magas Szarvaskő. Ez a magasság É-felé haladva fokozatosan csökken, úgyhogy Hangonytól Ny-ra fekvő hegyek 300—400 m körüli magasságúak. A Borsodnádasd—Arló—Bolyok-i fő diszlokációs iránytól K-re fekvő főleg széntelepes miocén rétegösszlet újra hirtelen emelkedő. A terület legalacsonyabban fekvő pontjai a Borsodnádasd—Arló-i vonalon fekszenek. Az itt uralkodó átlag 200 m tszf. magasság Ny-felé fokozatosan nő 400—430 m magasságig. A kelet felé húzódó, túlnyomórészt széntelepes vonulat emelkedése jóval hirtelenebb.

Uralkodó völgyirányok a Borsodnádasd—Arló—Bolyok-i É—D irányú Arlópatak völgye, ebbe torkollanak az ÉK—DNy-i irányú párhuzamos lefutású Óbükki, Szopon, Cselen, Gyepes, Teresznek és Szent Simon-i völgyek. Ez uralkodó völgyirányokon kívül K—Ny-i és Ny—DK-i völgyirányok jellemzők.

II. Földtani viszonyok.

Térképezett területünk sztratigráfiai nézőpontból meglehetősen egyhangú felépítésű. A legidősebb felszínre bűvő képződmény a középső oligocén rupéli emelet legfelső szintjébe tartozó szürke, csillámos agyag és homokos agyag. Erre települ a felső oligocén kattiai emeletének alsó szintjébe tartozó szürke és sárga agyag-márga és márgás homokkő, majd a felső oligocén kattiai emeletének felső szintjébe tartozó durvaszemű álrétegzett homokkő.

Helyenként kisebb foltokban található az alsó miocén burdigálai emeletének legidősebb képződménye, a vörös agyag és kavics. Ezt követik ugyancsak az alsó miocén burdigálai emeletébe tartozó alsó riolittufa, majd a széntelepes rétegsoport.

Nagy területeket borít a pleisztocénkori barnaföld, agyag és homok.

Legfiatalabb üledékes képződmény a holocén patakhordalék.

1. Középső oligocén.

A térképezett terület legidősebb oligocénképződménye a rupéli emelet legfelső szintjébe tartozó, szürke, szárazon fehéresszürke, muszkovitsillámos, néhol homokos agyag vagy erősen agyagos homok. Mivel oligocén területünknek ez a legidősebb felszínre bűvő képződménye, gyakorlati geológiai, így földgáz- és földiolajkutatás nézőpontjából is ez a legjelentősebb.

A képződmény felszínre bukkan kisebb foltokban a térképezett területtől délre, Szent Domonkos község északi és keleti szélén É és ÉNy felé dőlő rétegekkel. Észak felé haladva Arló község vonalában bukkan újra felszínre. Így az Arlói Lophegy É-i széle, a Monosahegy Ny-i nyúlványai majd az Eszkálabérc északi pereme, folytatódva Disznósd község felé, az első előfordulási helyek a középső oligocén terület déli peremén. Az itteni előfordulások, amelyek tektonikai vonalak mentén érintkeznek, néhol a fiatalabb oligocénképződményekkel nedvesen sötétszürke, szárazon világosszürke, csillámos agyagok, amelyekben gyakori a homok- és homokkőpadok betelepülése. Az általuk felépített hegyek legömbölyödött külsejük, lejtőiken hámlik az agyag, úgyhogy kisebb-nagyobb omlásszerű feltárások már messziről jól felismerhetővé teszik ezt a képződményt.

Észak felé haladva az Arló—Hódoscsépány-i diszlokációs iránytól Ny-ra egészen az Eszkálabérc, Teresznekvölgy, Csókáshegy, Kigyóshegy stb. vonaláig mindenhol előbukkan ez az agyag. De

amíg délen a Lophegy és Monosahegy környékén néhol rendkívül nehéz ezt a képződményt élesen elhatárolni a magasabb szintektől, éppen a sok homok- és homokkőbetelepülés miatt, addig északabbra csaknem állandóan egyforma struktúrájú kőzet fordul elő, mégpedig zsirostapintatú erősen bitumenszagú agyag, amely csak a legritkább esetekben tartalmaz homokos betelepülést.

A rupéli emelet ez agyagos képződményére jellegzetesen rátelepülő alsó kattiai homokkővet nem sikerült meglátnom. Ez a két képződmény vagy tektonikai vonalak mentén érintkezik, vagy látzólag éles átmenet nélkül következik egymásra. Ilyenkor a kattiai alsó homokkő jellegzetes jól felismerhető sárgás képződménye alatt olyan agyag fekszik, amelyben még gyakori a homokos és homokkőves betelepülés. Ezek az átmeneti jelenségek főleg a középső oligocén terület déli részén, az Arló-i Lophegy, Monosahegy és a Razajvölgy környékén tapasztalhatók. Ezekben a helyeken csak a leg gondosabb megfigyelés vezet eredményre. Viszont nagy előnye, hogy a táblaszerű homokkőbetelepülések jól mérhető dőléseket adnak.

Észak felé haladva, Disznósd község környékén, a Gubonna-völgy, Jászótető, Nagyvölgy környéke, Bibenhegy, Szállástető és Bolyok, Szentsimon, Hangony környéke jellegzetes, néhol a budai kiscelli agyagra emlékeztető agyagok következnek. Ebben az agyagban homokkőtáblák már nem találhatók. A hegytetők és völgyfenékek 100–120 m-es szintkülönbsége ellenére az agyag külsőleg teljesen azonos kőzettani nézőpontról.

Az átmeneti övek kőzettani viszonyainak és a lérképezett terület szerkezeti viszonyainak tekintetbevételével megállapítható, hogy a középső oligocén terület déli részén előforduló homokos agyagok és homokkőbetelepüléses agyagok feltétlenül magasak, az északabbra fekvő zsiros tapintású, homokmentes agyagok pedig egy mélyebb tagot képviselnek a felső rupéli emeletben.

Ezen rétegösszlet külszíni feltárásaiból makrofauna nem került elő. A Razaj- és Gubonna-völgyben mélyesztett kutatóaknákból azonban néhány rossz megtartású kővéletet sikerült gyűjteni. Ezeknek pontos meghatározása dr. Schréternél folyamatban van.

Az Arló-i völgyből ágazó Razaj-völgy kutatóaknáiból előkerült:

Pecten (Entolium) corneum Sow. var. *denudata*.

Tellina sp.

Schizaster sp.

Pinna sp.

A Gubonna-völgyben lévő aknákból:

Pecten sp.

Corbula sp.

Lucina sp.

Az iszapoláskor előkerült mikrofauna előreláthatólag szintén ezen képződmény rupéli jellegét fogja bizonyítani.

Említésre méltó a kőzeteken végzett néhány vizsgálat adata is. A felső rupéli emelet alsó tagjának 23 lelőhelyről vett mintájából készült CaCO_3 tartalom vizsgálat. 7 esetben 6%, 9 esetben 8% és 7 esetben 5.5% volt a mésztartalom, a minták tehát típusos agyagnak minősíthetők. Homokot nem tartalmaztak.

A felső tag homokos agyagelőfordulásain 15 esetben készült CaCO_3 és szemnagyságmeghatározás. Különösen a Lop-hegy és Dicsőnád körüli előfordulásoknál lehetett a homoktartalom fokozatos növekedését megállapítani. A CaCO_3 tartalom valamivel magasabb, átlag 7—14%. Az ülepítéssel meghatározott szemnagyság fel-feléhaladó sorrendben vett mintákban, a felső padok felé növekvő tendenciára utal. Az alsó tagban a teljes minta 0.13 mm-nél kisebb szemcséi 86—95% között ingadoznak. A felső tagban ezzel szemben a 0.13 mm-nél kisebb szemcsék 25—50%-ot tesznek ki a teljes vizsgát, minta súlyára vonatkoztatva.

Megállapítható még, hogy ezen képződmény friss darabjain jól érezhető a bitumen szaga. Az aknákban azonban átható bitumenszag volt érezhető. Ez a bitumenszag a Szent Simon községtől DK-re fekvő agyagfeltárásokból csurgó vízben is jól érezhető.

A felső rupéli képződmények település szempontjából — a térképen feltüntetett dőlésirányvokból ítélve — erősen össze-vissza töredeztettek, úgyhogy a rétegdőlési irányok néhol egész közel egymáshoz ellentétesek. A dőlésszögek a rétegeknek aránylag kis hajlásaira mutatnak. Leggyakoribbak a 7—15°-os dőlésszögek.

Végül még meg kell jegyezni azt, hogy a térképen feltüntetett foltokat nem vontam össze, hanem a valóságnak megfelelő nagyságban mutatják a képződmény kibúvását.

2. Felső oligocén. Alsó szint

A rupéli emelet agyagos képződményeire települ a felső oligocén kattiai emeletének alsó szintjébe tartozó szürke, barnássárga és sárgásfehér márgás homokkő és homokos agyagmárga. Elterjedését tekintve jellemző, hogy a térképezett rupéli agyagok előfordulása-

lól délre összefüggő hegytömegeket alkot. Ez a márgás homokkő É felé átmeneti kőzetfajtákkal átmegey a rupéli agyagokba; keleten vetődési vonalak mentén érintkezik a miocénképződményekkel; nyugaton és délen pedig a kattiai magasabb szint képződményeivel határos.

Ennek a mintegy beékelt tömegnek kisebb egységei a Monosa-hegy, Alsóördő, a Gyepes- és Cselenvölgy tömegei, Szarvaskő, Vajdavár, Kőbölvéra, Remetevölgy, Hosszúvölgy és Laposvölgyeket határoló hegyek. Az Agyagos és Kőhegynél erre a képződményre már a kattiai emelet felsőbb homokkőve települ.

Települését tekintve megállapítható, hogy délről észak felé haladva, nagyjából É-i és ÉNy-i, sőt Ny-i a rétegek dőlésiránya, a dőlés szöge 8—16°-os. Egyes helyeken, főleg a vetődésekkel megzavart területeken a rétegtelepülés erősen váltakozó. Ez tapasztalható a homokkő- és a miocénrétegek tektonikai érintkezésénél és a Lophegy környékén is.

Megjegyzendő, hogy ebbe a homokkőbe vágódó patak és csermelyvölgyek alján a képződmény puha, agyagos külsejűvé válik a mállás következtében, úgyhogy egyes helyeken felázott állapotban teljesen agyagkülsejű. Színe a kilúgzódott vashidroxidtól vörösbarna, sőt feketeskék is lehet. A Laposvölgy, Keserő- és Cselenvölgyekben néhol 1—3 mm átmérőjű zöld glaukonitkonkréciók is sűrűn előfordulnak és az elmállott homokkövet faközöldekre festik.

Kövület ebben a homokkőben csak elvétve akad. A nagykiterjedésű előfordulási helyeken alig egy-két összetöredezett kagylóhéjat és féreg csúszási nyomait találhattuk.

Említésreméltó, hogy a homokkő mélyebben fekvő agyagosabb és nedves előfordulási helyein kalapácsütéskor bitumenszagot éreztünk.

3. Felső oligocén. Felső szint.

Az oligocén sorozatnak területünkön előforduló legfiatalabb tagja a felső oligocén kattiai emelet felső szintjébe tartozó álrétegzett durvaszemű homokkő. Nagyobb tömegei térképezett terület-sávunk nyugati és délnyugati részein találhatók.

A mélyebb kattiai homokkőre Szt. Domonkostól É-ra települ a Kőhegy és Agyagos hegyen, majd ÉNy felé dőlő rétegekkel a Szt. Domonkos-i Hosszú-völgy Ny-i részét, a Hensz ortványost, Középdalt és Nagyvölgyi völgy két oldalát építi fel. Északabbra a Középorom, Eszkálabérc és Disznósd községtől Ny-ra fekvő Csó-

kás-, Kigyós-hegyek és a Tereszneki-völgy ebből a homokkőből épült fel.

Kőzettanilag erősen különbözik a nála idősebb márgás homokkőtől. Mint tipikus sekélytengeri képződmény a tengerpart vízszint-változásainak következtében jellegzetesen álrétegzett. A kőzetalkotó durva homok- és kavicszemek színe a legváltozatosabb. Gyakori a fekete és vörösbarna kvarcsem. A homokszemek kötőanyaga finom mészbévonat és vashidroxid tartalmú agyag. Ez a limonit-tartalom gyakran kilúgozódik, összegyűlik egyes helyekre és a kőzetet élénk vörösbarnára festi.

Ez a képződmény könnyen megkülönböztethető az idősebbektől. Magas, meredek sziklafalakat alkot, amelyekből cipó vagy gombakalap alakú keményebb homokkőtömbök állnak ki. Könnyen mállik, kalapácsütésre homokká esik szét. Csak a vashidroxiddal átítatott, vagy a keményebb összeállású tömbök ellentállóbbak az erózióval szemben. Ezeket a keményebb padokat építés céljára néhol fejtik. A mélybe szivárgó vizek a lazább rétegeket kimossák és a kőzet oldható anyagait kioldják. A legtöbb helyen ezért kongó hangot ad a kalapácsütésre. A kiömlő forrásvizek erősen vastartalmúak, olyannyira, hogy a Disznósd közelében fakadó ilyen források vizéből a sodrába kerülő növényi részekre vérvörös vashidroxid rakódik le.

Ép kövület ebből a képződményből nem került elő.

4. Alsó miocén.

a) Terresztrikus agyagok, kavicsok.

Kisebb kiterjedésű foltokban található a rupéli agyagokra és a kattiai alsó homokkőre települő vörös agyag és kavics. A mellékelt térképen karikákkal jelölt képződmény csak a jelentősebb vastagságú agyagtelepeket tünteti fel. Így a Lapos-völgy, Szőke-völgy, Kétberekközi-pusztá, majd északabbra a Gubonna- és Razaj-völgy között és a Hármas alján található vastagabb foltokban.

Külsőjét tekintve, erős vörös, ritkábban barnászvörös színű, zsíros tapintású agyag ez, amelynek közelében esetleg magában az agyagban is főleg fehér színű kavics található. Megállapítható, hogy az analóg előfordulásokat szem előtt tartva, ez a képződmény szárazföldi eredetű és a rupéli és alsó kattiai képződményekre települő kőzetek mállási terméke. Mint ilyen pedig elsősorban a kattiai felső homokkő jöhet tekintetbe. Ennek a homokkőnek elég magas

vashidroxid tartalma megfestette a belőle keletkező agyagmáladékot az alsó miocén elején beállott szárazföldi időszakban.

b) Alsó riolittufa.

A bejárt területnek néhány kisebb foltján biotitcsiliámos riolittufa volt található, mint a burdigáli szénteleges rétegcsoport fekvője. Ilyen tufaelőfordulások Borsodnádastól D és DK-re találhatóak. Miután feladatomban az oligocén képződmények tanulmányozása volt, csak igen rövid ideig foglalkozhattam velük. A lakosság ezt a jól faragható kőzetet építőkönek használja és előszeretettel vág pincéket a száraz riolittufába.

c) Szénteleges rétegcsoport.

Ez a képződmény a Borsodnádasd—Hodoscsépány-i vetődési vonaltól keletre nagy kiterjedésű területeket alkot és az ismert Vajács—Járdánháza—Somsály-i széntelegeket tartalmazza. Felvételezéskor ezeket a miocén képződményeket csak oly mértékben tanulmányoztam, hogy az oligocén felé a határt megállapíthassam.

Az oligocéntől kőzettanilag is jól megkülönböztethető alsó miocén túlnyomórészt laza sárgás homok, helyenként homokkőlapokkal. Ez utóbbiban:

Corbula gibba.

Cardium sp.

Syndesmia sp.

a jellemző, gyakrabban előforduló kőületek a térképezett területen.

A tektonikai megállapítások nézőpontjából igen fontos előfordulások az Arló melletti Sutoly-dűlő, a Vajács-bányai, Sülyevölgyi-bérc és B.-násadtól K-re fekvő Vajdas-hegy és Némethi-tető előfordulásai. Itt ugyanis a miocén a kattiai alsó homokkővel tektonikai vonalak mentén érintkezik.

5. Pleisztocén

A pleisztocénben lerakódott barnaföldek, barnás agyagok, homokok és löszszerű képződmények igen nagy területeket borítanak. A térképezett terület D-i részén ezek főként barna, agyagos erdőtalajok, amelyek különösképpen a hegyeknek csak egyik lejtőjét borítják be vastag takaróval. Ez tapasztalható a Nagyvölgyi-völgy É-i, a Gyepes-völgy DK-i, a Teresznek-völgy DK-i, a Gubonna és Nagyvölgyek D-i oldalán.

Tipikus lösz ezek között a képződmények között nem lehetett találni. A lösz jellemvonásait és közettani sajátosságait leginkább a Gvimós-fő és Kőhegy egyes előfordulásai közelítik meg.

6. Holocén.

A holocén-kor üledékei a ma is meglévő patakmedrekben felhalmozódott agyagos, homokos iszaphordalékok. Területünkön jelentősebb vastagságú áradmánnal borított részek a Borsodnádasd—Arló—Bolyok—Szt. Simon—Hangony-i meder. Alsó Hangony, Szt. Simon és Bolyok közt még terraszos hordaléklerakódások is felismerhetők. Hasonlóképpen széles völgyek a Nagy-, Gubonna-, Teresznek-, Gyepes-, Cselen-, Remete-, Óbükki-, Nagyvölgyi- és Hosszú-völgy is. Ezekben az üledék nagyrészt a hegytetőkről lesodort kőzetmáladékból áll.

Érdekes a Vermes-patak szurdokvölgye Szt. Domonkostól Ny-ra, ahol a patakvíz saját hordalékába vágott új medret. A Vermes-patak régebben sebesfolyású vize a környező alsó kattiai homokkőhegyekből származó görgeteget és homokot, iszapot hordott össze. Ebbe a 10—12 m vastag hordalékba vágódott bele a mai Vermes-patak.

III. Tektonikai viszonyok.

(Szerkezeti és fejlődéstörténeti vázlat.)

A mellékelt térkép-vázlatból azonnal szembetűnik, hogy Hodospány és Arló között keletről nyugat felé haladva a burdigálai széntelepes miocén képződmények után a középső oligocén rupéli agyagjai következnek, nyugatabbra pedig a felső oligocén kattiai felső durvaszemű homokkövek. Valamivel délebbre csak annyiban változik a helyzet, hogy Borsodnádasd tájékán a keleten uralkodó miocén után Ny felé haladva a felső oligocén alsó homokköve, később a felső durvaszemű homokköve következik.

Nyilvánvaló, hogy a keleten uralkodó, túlnyomórészt miocén képződmények és a középső oligocén kőzetek között tektonikai érintkezés van. Pontosabban, a területünkön uralkodó oligocén képződmények a keleti miocénhez viszonyítva emelt helyzetben vannak. Mégpedig legnagyobb mérlékben a rupéli és alsó kattiai képződmények sávja emelkedett fel, amely sáv keleten túlnyomórészt miocén, nyugaton pedig felső kattiai képződményekkel határos.

A térképen feltüntetett dőlésirányok az egész területnek nagymértékű össze-vissza töredezettségére mutatnak. Az irodalomban többször említett Stille-féle szávai orogén fázis, amely az oligocén képződmények enyhe gyűrődését okozta, területünkön éppen a sok zavaró törés miatt nem mutatható ki. Az alsó burdigálai teresztikus képződmények pedig, amelyek a meggyűrt és denudálódott oligocén képződményekre rakódtak, oly kis elterjedésűek, hogy roncsaikból települési diszkordanciát megállapítani nem lehet.

Mindenesetre figyelemreméltó a Disznósd községtől északra fekvő Kigyós-hegy felső kattiai durva homokkövének és a középső oligocén rupéli agyagnak érintkezése. Az agyag 4—5 helyen pikelyszerűen mintegy rá van kenve a fiatalabb kattiai felső homokkőre.

Szintügy nem lehet kimutatni az attikai fázisban lejátszódott redőzéseket sem, amelyek a miocén és pliocén határán történtek.

A gyűrődéseknél fontosabb szerepük van területünk kialakításában az alsó és középső pliocén közt végbement rhodániai hegymozgásoknak, amelyek töréses szerkezeteket idéztek elő a már valószínűleg meglévő enyhén gyűrt szerkezetekben. Ilyen uralkodó diszlokációs irányok a miocén és oligocén területek közötti fő vetődési irány, amelynek csapása túlnyomórészt ÉK—DNY és É—D. Ennek a törésvonalnak a kezdete délen Borsodnadasdtól DNY-ra kétségtelenül kimutatható. Az Óbükk-hegy irányából észak felé tart; az Óbükki-völgy egy déli mellékvölgyében haladva metszi az Óbükki-völgyet, a 299 magassági pont irányát követve végig nyomozható a miocén és oligocén határán. É—D iránya uralkodó, de három esetben a legnagyobb valószínűség szerint ÉK—DNY-i irányt vesz fel. Ennek az uralkodó főtörésvonalnak jelenlétét igazolja a Bükkszéken megállapított vetődési vonal az ú. n. Darnó-hegyi vetődés jelenléte, amelynek ez valószínűleg folytatása észak felé.

Ennél alárendeltebb jelentőségűek a völgyek következetes irányú lefutását befolyásoló diszlokációs irányok. ÉK—DNY-i irányú törésvonalakat tételezhetünk fel a Szt. Simoni-patak, a disznósi Teresznek jó részében, a Gyepes-, Cselen-, Szopon-, Remete-, Óbükki-, Hosszú-, Lapos- és több más kisebb völgyekben. Az erremerőleges irányú, tehát ÉNy—DK irányú tektonikailag preformált irányokban futó völgyek ritkábbak. Ilyen a Szt. Simon—Bolyokimeder, a Hangony község mellett futó párhuzamos völgyek, a Gye-

pes északi elágazása, a Keserő-, Rónabükki-, Nagyvölgyi-, Mocso-lyás- és Szt. Domonkosi-völgyek.

Megemlíthetők még az É—D irányú, kisebb lörés által preformált irányú völgyek, amilyenek a Gubonna- és Nagy-völgy elágazásai, a Csörgökuti- és Tereszneki-völgy egy része, a Cselen-völgy eleje, a Vermes- és Szőke-völgyek. K—Ny irányúak a Nagy-völgy, Gubonna-völgy, a Gyepes vége és a Remete.

ÉK—DNy irányú vetődést kétségtelenül ki lehet mutatni a Monosa-hegy Ny-i pereménél, ahol rupéli és alsó kattiai képződmények vetődés mentén érintkeznek. Ez a vetődési irány valószínűleg a Lop-hegy felé is folytatódik.

Az említett jelentősebb törésvonalakon kívül a dőlésirányok össze-visszaságából még több törés létre következethetünk.

A külszínen mért, tehát nem eléggé megbízható rétegdőlések Hodocsépánytól Ny-ra a rupéli agyagban a Nagy-völgy és Gubonna táján brahiszinklinálisszerű alakulást mutatnak. Disznósd és Arló között ugyancsak a középső oligocénben mért dőlésekből kisebb brahiantiklinálisszerű szerkezetre következethetünk.

IV. Összefoglalás.

(Gyakorlati irányú elgondolások.)

Dr. Lóczy Lajos földtani intézeti igazgató többször hangsúlyozott megállapítása, hogy a „külföldön ismeretes analógiákból kiindulva produktívus szénhidrogén felhalmozódások nézőpontjából elsősorban azok az emelt helyzetű tektonikai nagyformák jöhetnek tekintetbe, — legyenek azok akár felboltozódások, rögboltozatok, vagy horsztok, — ahol a paleogén képződmények viszonylagosan magasabban helyezkednek el és a felszín felé jól lezáródtak“.

Ebből a gyakorlati nézőpontból tehát területünkön sem az esetlegesen jelenlévő gyúrt formákon van a fő hangsúly, hanem azon a tényen, hogy az Arló—Disznósd—Hangony—Szt. Simon—Bolyok-i középső oligocén terület a környező kőzetekhez viszonyítva erősen felemelt helyzetű tektonikai nagyforma, amelyről a fiatalabb oligocén képződmények letarolódtak.

A többi analógiából következőleg a mi rupéli csillámos agyagterületünk is azokhoz a tektonikai elevációkhoz hasonló, amelyek gyűrődéstől kiemelt olyan kéregrészek, melyeket a későbbi fiatalabb törések összeszabdaltak.

Prokuktívus szénhidrogén tartalmú rétegek jelenlétére következtethetünk az olajindikációnak felfogható erős bitumenzagból, amely a legerősebben a rupéli agyagokban és homokos agyagok mélyebb szintjében érezhető már egyszerű friss törési felületeken is, de még erősebben az aknákban.

Szénhidrogén jelenlétére mutat a Disznósd községtől Ny-ra, a Csókás-hegy irányába vezető árok alján fakadó több erősen vas-tartalmú forrásnak CH_4 tartalma, amely élénk pezsgést okozva távozik el a kattiai felső homokkőrétegek közül csurgó forrásvizből.

Szénsavtartalmú források területemen nem akadtak, de Borsodnádásd környékén a miocén vidéken ilyenek is találhatóak, a térképezett terület tőszomszédságában.

A tapasztalatokból következtetve ajánlatos volna a középső oligocén képződményeket északfelé tovább nyomozni és egyúttal a már térképezett terület több részén alapos aknázással esetleg kisebb mélységű fúrással a szerkezetet pontosan kinyomozni.

Nagy a valószínűsége annak, hogy a Bükkszékihez hasonló szerkezetek megismétlődnek. A közelben lévő Ózd-i vasművek pedig még a földigázt is kitűnően értékesíthetnék, úgyhogy a felszabaduló Somsály-vidéki miocén szenek máshol volnának felhasználhatók.

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE VON BORSODNÁDASD, ARLÓ, BOLYOK UND UMGEBUNG.

Von Dr. Johann Tomor.

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
I. <i>Einleitung</i>	751
II. <i>Geologische Verhältnisse</i>	753
1. Mitteloligozän	753
2. Oberoligozän, unterer Horizont	756
3. Oberoligozän, oberer Horizont	757
4. Untermiozän	758
a) terrestrische Tone, Schotter	758
b) unterer Rhyolituff	758
c) Kohlenlager führende Schichtengruppe	759
5. Pleistozän	759
6. Holozän	760
III. <i>Tektonische Verhältnisse</i>	760
IV. <i>Zusammenfassung. Praktische Vorschläge</i>	762

I. Einleitung.

Im Sommer 1939 führte ich, im Auftrage der Staatl. Ung. Geologischen Anstalt, während 1½ Monaten geologische Aufnahmen im Gebiet Borsodnádásd, Arló—Bolyok—Szt. Simon—Hódoscsé-pány—Disznósd und Umgebung im Komitat Borsod durch. Als neben Herrn Chefgeologen Dr. Zoltán Schrétér eingeteilte Hilfskraft begann ich meine Aufnahmen in Borsódnádásd. Nach kaum zweiwöchiger Arbeit betraute mich Herr Chefgeologe Dr. Schrétér mit einem selbständigen Arbeitsgebiet, wozu auch die Direktion der Geologischen Anstalt ihre Zustimmung gab. Meine Arbeit

bestand darin, in der Umgebung von Borsódnádasd und Szt. Domonkos zwischen Oligozän und Miozän die Grenze zu ziehen, mich dann gegen W an das durch Herrn Chefgeologen kartierte Gebiet kartografisch anzuschliessen und dann gegen N fortschreitend zu kartieren und die Struktur der oligozänen Gebilde zu erforschen. Während der sechs Wochen meiner Betrauung konnte ich die geologische Karte eines Gebietes von fast 100 km² fertigstellen, wobei ich auch Schurfschächte abteufen liess.

Dem Verlauf meiner Arbeit folgend, ist die Grenze des durch mich kartierten Gebietes folgende: Sie schneidet den N-lich Szt. Domonkos liegenden Köhegy, quert gegen W das Hosszu-Tal und das Tal des Vermes-Baches, Középdal, und schliesst sich dann, gegen NW und N ausbiegend an die Grenze des Von dr. Szentes kartierten Gebietes an. Sie schneidet das Nagy völgy-Tal und die Köbölvára-Szarvaskő-Gruppe. Gegen N berührt sie den Beginn des Gyepes-Tales, den Keserő, den W-rand des Eszkálabérc, den Csókás und Kigyóhegy und wendet sich dann durch die Ortschaft Felsőhangony gegen O. Über Rigómáj-tető berührt sie die N-lich der Ortschaften Szt. Simon und Bolyok gelegenen Gebiete und zieht sich dann fast am Rand des 1 : 25.000 Kartenblattes 4764—4 gegen Ózd. Bei Ózd wendet sie sich gegen S und folgt bis zum Borsodnádasd-Domonkoser Miozängebiet der Hauptverwerfungsrichtung zwischen Oligozän und Miozän.

Morphologisch ist das oben umgrenzte Gebiet eine stetig von O gegen N abfallende Hochebene mit Mittelgebirgscharakter, die durch stellenweise weit über 100 m tiefe, zum Grossteil tektonisch präformierte, konsequent verlaufende Erosionstäler kreuz und quer durchfurcht ist. Der höchste Teil ist der 541 m hohe Szarvaskő. Diese Höhe nimmt gegen N stetig ab, so dass die W-lich Hangony liegenden Berge nur mehr gegen 300—400 m hoch sind. Die O-lich der hauptsächlich kohlenflözführende miozäne Schichtenserie steigt wieder ziemlich plötzlich an. Die tiefsten Punkte des Gebietes liegen auf der Linie Borsodnádasd—Arló. Die hier vorherrschende durchschnittliche Höhe von 200 m ü. d. M. steigt gegen W stetig bis 400—430 m an. Der Anstieg des O-lichen, kohlenflözhaltigen Zuges ist wesentlich plötzlicher.

Die vorherrschenden Talrichtungen sind die des Borsodnádasd—Arló—Bolyoker N—S-lich streichenden Arló—Baches, in das die NO—SW-lich verlaufenden, parallelen Täler Óbükk, Szopon,

Cselen, Gyepes, Teresznek und Szt. Simon münden. Ausser diesen vorherrschenden Talrichtungen können noch O—W-liche und W—SO-liche Talrichtungen beobachtet werden.

II. Geologische Verhältnisse.

Stratigraphisch ist das kartierte Gebiet ziemlich eintönig aufgebaut. Das älteste, an die Oberfläche gelangende Bildung stellt der dem höchsten Horizont der rupelischen Stufe des Mitteloligozän angehörende graue, glimmerhältige Ton und toniger Sand dar. Auf diese lagert sich dem unteren kattischen Horizont des Oberoligozän angehörenden grauen und gelben Mergel und mergeliger Sandstein, auf den grobkörniger, diagonalgeschichteter Sandstein des oberen kattischen Horizontes des Oberoligozän folgt.

Stellenweise ist die älteste Bildung der burdigalischen Stufe der Untermiozän, Rotton und Schotter in kleinen Flecken anzutreffen. Diesen folgen ebenfalls dem Burdigal angehörender unterer Rhyolituff, sodann die kohlenflözführende Schichtengruppe.

Grosse Gebiete werden von pleistozänen Braunerde, Ton und Sand bedeckt.

Das jüngste Gebilde ist das holozäne Bachgerölle.

1. Mittleres Oligozän.

Die älteste oligozäne Bildung des Gebietes ist der dem höchsten Horizont des Rupels angehörende graue, trocken weisslich-graue, muskovitglimmerhältige, stellenweise sandige Ton, oder stark toniger Sand. Nachdem diese Bildung die älteste zu Tage tretende Bildung unseres Gebietes ist, ist sie in praktisch-geologischer Hinsicht, so wegen der Erdgas- und Erdölforschung die bedeutendste.

In kleineren Flecken tritt die Bildung südlich des kartierten Gebietes zu Tage: am N- und O-Rand der Gemeinde Szt. Domonkos mit gegen N und NW einfallenden Schichten. Gegen N fortschreitend tritt sie in der Linie der Gemeinde Arló wieder zu Tage. So sind, der Nordrand des Lophegy bei Arló, die W-lichen Ausläufer des Monosahegy, sowie der Nordrand des Eszkálabérc in Fortsetzung gegen die Gemeinde Disznósd, die ersten Vorkommen am Südrand des mitteloligozänen Gebietes. Die hiesigen Vor-

kommen, die sich zum Grossteil entlang tektonischer Linien mit den jüngeren oligozänen Bildungen berühren, sind im feuchten Zustand dunkelgraue, trocken hellgraue, glimmerige Tone, in welchen häufig Sand und Sandsteinbanke eingelagert sind. Die durch diese Bildung aufgebauten Berge weisen eine abgerundete Silhouette auf. Auf ihren Hängen schält sich der Ton, so dass verschieden grosse, bergsturzartige Aufschlüsse die Bildung schon von weitem gut erkennlich machen.

Dieser Ton tritt beim Fortschreiten gegen NW-lich der Arló--Hódoscsépányer Dislokationsrichtung bei zur Linie Eszkalabérc—Teresznek-Tal, Csókáshegy, Kígyóshegy usw. überall zu Tage. Während er indessen im S, in der Gegend des Lophegy und Monosahegy von höheren Horizonten — eben wegen der häufigen Sand und Sandsteineinlagerungen — stellenweise nur ausserordentlich schwer abgegrenzt werden kann, kommt weiter N-lich fast überall ein Gestein von ganz gleichmässiger Struktur vor. Es ist dies ein Ton mit fettigem Griff, stark bituminösen Geruch, der nur in den seltensten Fällen sandige Einlagerungen enthält.

Den sich auf diese tonige Bildung des Rupels charakteristisch lagernden unterkattischen Sandstein konnte ich nirgends erblicken. Diese beiden Bildungen berühren sich also entweder entlang tektonischer Linien, oder gehen sie scheinbar ohne scharfe Abgrenzung ineinander über. In derartigen Fällen liegt unter der charakteristischen, gut erkennbaren gelblichen kattischen Bildung ein Ton, in dem die Sand- und Sandsteineinlagerung noch häufig sind. Diese Übergangerscheinungen sind besonders im Südteil des mitteloligozänen Gebietes, in der Gegend des Lophegy von Arló, des Monosahegy und des Razaj-Tales zu beobachten. An diesen Orten führt nur die genaueste Beobachtung zu Erfolg. Einen grossen Vorteil dieser Bildungsform bietet der Umstand, dass die tafelfartigen Sandsteineinlagerungen gut messbare Gefälle bieten.

Gegen N folgen in der Umgebung der Gemeinde Disznósd, sowie in der Gegend des Gubonna-Tales, des Jászótető, Nagyvölgy, Bibenhegy, Szállástető und in der Umgebung von Bolyok, Szt. Simon und Hangony charakteristische, stellenweise an budaer kisceller Ton erinnernde Tone. In diesen Tönen sind keine Sandsteintafeln mehr anzutreffen. Trotz der 100—200 m betragenden Niveau differenzen zeigt die Oberfläche des Tones das gleiche petrographische Bild.

Mit Berücksichtigung der petrographischen Beschaffenheiten und strukturelle Verhältnisse der Übergangszonen kann man behaupten dass die am Südeile des Oligozängebietes lagernde sandige Tone und Sandeinlagerungen führende Tone die höhere Horizonte dagegen die nördlich vorkommende fettige, sandfreie Tone die untere Horizonte der oberen rupelischen Stufe vertreten.

Aus den Aussbissen dieser Schichtenfolge konnte keine Makrofauna gesammelt werden. Aus den im Razaj und Gubonna Tal abgeteufte Schurfschächte kamen einige schlecht konservierte Versteinerungen zu Tage. Die genaue Bestimmung dieser Fauna durch Dr. Schrétér ist im Gange.

Aus dem Schurfschacht im Razaj Tale:

Pecten (Entolium) corneum Sow. var. *denudata*.

Tellina sp.

Schizaster sp.

Pinna sp.

Aus dem schurfschächte im Gubonna Tal:

Pecten sp.

Corbula sp.

Lucina sp.

Die aus den Proben gewonnene Mikrofauna wird voraussichtlich das Rupelische Alter dieser Bildungen bestätigen.

Einige petrographische Daten über diese Ablagerungen: Es wurde das CaCO_3 Gehalt von 23 Fundorten herstammenden Proben des unteren Glied des Oberen Rupels bestimmt. In 7 Fällen gab es 6%, in 9 Fällen 8% und 7 Fällen 5.5% Kalkgehalt, die Proben sind also für sandfreier typischer Ton zu halten.

Vom sandigen oberen Glied 15 Fundorte wurden an Kalkgehalt und mechanische Zusammensetzung nachgeprüft. An den Vorkommnisse vom Lop-hegy und der Umgebung von Disznósd war die Zunahme des Sand-Gehalts gegen höhere Schichten auffallend. Das Kalkgehalt ergab sich zwischen 7—14%. An Korngröße ist es charakteristisch, daß im untersten Glied 86—95% von Körner unterhalb 0.13 mm gefunden wurde, in den höchsten Glieder dagegen nur 25—50.

An den frischen Stücken dieser Bildung kann der gut verspürbare Bitumengeruch festgestellt werden. In den Schurfschächten war dieser Geruch durchdringend. Ebenso ist er in dem, aus den Tonaufschlüssen SO-lich der Gemeinde Szt. Simon sickenden Wasser gut spürbar.

Auf Grund der aus der Karte ersichtlichen Fallrichtungen scheint die Lagerung der oberrupelischen Bildungen eine stark zerbrochene zu sein, so dass die Fallrichtungen an einzelnen Stellen, ganz nahe zueinander, geradezu etgegengesetzte sind. Die Fallwinkel deuten auf eine verhältnismässig geringe Krümmung der Schichten. Am häufigsten sind die Fallwinkel von 7—15°.

Schliesslich muss ich noch bemerken, dass die auf der Karte ersichtlichen Flecken nicht zusammengezogen sind. Sie zeigen die Ausbisse dieser Bildung entsprechend der natürlichen Grösse.

2. Oberoligozän. Unterer Horizont.

Auf die tonigen Bildungen des Rupels lagert sich der dem unteren kattischen Horizont des Oberoligozän angehörende graue, bräunlichgelbe und gelblichweisse mergelige Sandstein. Für seine Verbreitung ist charakteristisch, dass er südlich des Vorkommens der kartierten Rupeltone zusammenhängende Bergmassen bildet. Dieser mergelige Sandstein geht im N mit Übergangsgesteinen in die Rupeltone über. Im O berührt er entlang von Verwerfungslinien die miozänen Bildungen, während er im S an die Bildungen des höheren kattischen Horizontes grenzt.

Kleinere Einheiten dieser sozusagen eingekeilten Masse, sind der Monosahegy, Alsóerdő, die Massen des Gyepes- und Cselen-Tales, Szarvaskő, Vajdavár, Köbölvara und die das Remete-Tal, Hosszú-Tal und Lapos-Tal begrenzenden Berge. Auf dem Agyagos und Köhegy lagert sich schon der obere kattische Sandstein auf diese Bildung.

Hinsichtlich der Lagerung kann — gegen N fortschreitend — ein N-licher, ja NW-licher Fall der Schichten festgestellt werden. Der Fallwinkel beträgt 8—16°. An einzelnen Stellen, hauptsächlich in den durch Verwerfungen gestörten Gebieten, wechselt die Lagerung der Schichten stark. Dies kann bei der tektonischen Berührung der Sandstein- und miozänen Schichten, sowie in der Umgebung des Lophegy beobachtet werden.

Ich muss bemerken, dass diese Bildung an der Sohle der in den Sandstein geschnittenen Bach- und Rieseltäler — infolge der Verwitterung — ein weiches toniges Äussere annimmt, so, dass sie an einzelnen Stellen, in nassem Zustand ganz lehmartig aussieht. Die Farbe ist vom ausgelaugten Eisenhydroxyd rötlichbraun. Sie kann auch bläulichschwarz sein. In den Tälern Lapos, Keserő und Cselen kommen stellenweise häufig grüne Glaukonitkongretionen

von 1—3 mm Durchmesser vor, die dann den verwitterten Sandstein fahlgrün färben.

Fossilien kommen in diesem Sandstein nur ganz vereinzelt vor. In den grossen Vorkommen konnten kaum ein-zwei Schalenbruchstücke und Gleitspuren von Würmern festgestellt werden.

Erwähnenswert ist, dass an tieferen, feuchteren Stellen des Sandsteines beim Hammerschlag Bitumengeruch verspüren war.

3. Oberoligozän. Oberer Horizont.

Das jüngste Glied der oligozänen Serie gehört auf unserem Gebiet, dem oberen Horizont der kattischen Stufe an, und ist durch grobkörnigen, diagonalgeschichteten Sandstein vertreten. In grösseren Mengen kommt er im westlichen und südwestlichen Teil des kartieren Gebietes vor.

Er lagert sich auf den tieferen kattischen Sandstein N-lich Szt. Domonkos am Köhegy und Agyagoshegy, baut dann, mit NNW-lich fallenden Schichten den westlichen Teil des Hosszú-Tales von Szt. Domonkos, den Hensz-ortványos, den Középdal und beide Seiten des Nagy völgyer Tales auf. Weiter N-lich sind der Középorom, Eszkálabérc und die westlich der Gemeinde Disznósd gelegenen Berge Csókás, Kígyóshegy und das Teresznek-Tal aus diesem Sandstein aufgebaut.

Petrographisch unterscheidet er sich wesentlich von dem älteren mergeligen Sandstein. Als typische Bildung des seichten Meeres ist er entsprechend den Wasserspiegelschwankungen des Meeresufers charakteristisch diagonalgeschichtet. Die Farbe der gesteinsbildenden groben Sand- und Schotterkörner ist äusserst abwechslungsreich. Häufig ist schwarzer und rötlichbrauner Quarz. Das Bindemittel der Sandkörner bildet feiner Kalküberzug und eisenhydroxydhaltiger Ton. Dieser Limonitgehalt wird häufig ausgelagert, sammelt sich an einzelnen Stellen des Gesteines, und färbt es lebhaft rötlichbraun.

Diese Bildung kann von den älteren leicht unterschieden werden. Sie bildet hohe, steile Felswände, aus denen brotlaib- und pilzförmige härtere Sandsteinblöcke hervorragen. Der Sandstein verwittert leicht und zerfällt auf Hammerschlag in Sand. Nur die mit Eisenhydroxyd durchtränkten oder härter verbackenen Blöcke sind gegenüber der Erosion widerstandsfähiger. Diese härtere Bänke werden stellenweise als Baumaterial abgebaut. Die in die Tiefe sickernden Wasser waschen die loseren Schichten aus und

lösen die löslichen Bestandteile des Gesteines. An den meisten Stellen gibt das Gestein also einen klingenden Ton, wenn man mit dem Hammer darauf schlägt. Die entspringenden Quellenwasser enthalten viel Eisen, soweit, dass sich z. B. aus dem Wasser der in der Nähe von Disznósd entspringenden derartigen Quellen ein blutroter Eisenhydroxidbeschlag auf die im Weg stehenden Pflanzenteile abgelagert.

Gute Fossilien konnten aus diesem Gestein keine geborgen werden.

4. Unteres Miozän.

a) Terrestrische Tone, Schotter.

Rotton und Schotter kommen in kleineren Flecken auf Rupelton und unterem kattischen Sandstein gelagert vor. Die auf der beiliegenden Karte durch Ringe bezeichnete Bildung vermerkt nur die Tonlager von bedeutenderer Mächtigkeit. In derartigen mächtigeren Flecken treffen wir sie im Lapos-Tal, Szöke-Tal, Kéteberekközi-puszta, dann weiter nördlich zwischen Gubonna- und Razaj-Tal und am Fusse des Hársas.

Er ist ein stark rot, seltener bräunlichrot gefärbter Ton und zeigt einen fettigen Griff. In seiner Nähe, eventuell in ihm selbst, ist weisser Schotter zu finden. Auf Grund der Analogien kann festgestellt werden, dass diese Bildung terrestrischen Ursprunges ist und ein Verwitterungsprodukt der auf die rupelischen und unterkattischen Bildungen gelagerten Gesteine darstellt. Als solches kommt in erster Linie oberkaltischer Sandstein in Betracht. Der ziemlich hohe Eisenhydroxydgehalt dieses Sandsteines hat das aus ihm entstandene Tonverwitterungsprodukt während der zu Beginn des unteren Miozän eingetretenen Festlandsperiode gefärbt.

b) Unterer Rhyolittuff.

An einzelnen kleineren Flecken des begangenen Gebietes war Biotitglimmer enthaltender Rhyolittuff zu finden. Er bildete das Liegende der burdigalischen kohlenführenden Schichtengruppe. Derartige Tuffvorkommen fand ich S-lich und SO-lich Borsodnásad. Nachdem meine Aufgabe im Studium der oligozänen Bildungen bestand, konnte ich mich nur sehr kurze Zeit mit ihnen beschäftigen. Die Einwohner benützen dieses leicht bearbeitbare Gestein als Baumaterial und schneiden mit Vorliebe Keller in den trockenen Rhyolittuff.

c) Kohlenflözeführende Schichtengruppe.

Diese Bildung bedeckt östlich der Verwerfungslinie Borsodnádásd—Hódoscsépany ein ausgedehntes Gebiet und enthält die bekannten Kohlenflöze von Vajács—Járdánháza—Somsály. Bei der Aufnahme habe ich diese Bildungen nur in der Masse studiert, als dies zur Feststellung der Grenze gegen das Oligozän notwendig war.

Das petrografisch gut vom Oligozän unterscheidbare untere Miozän besteht überwiegend aus losem gelblichen Sand, der stellenweise Sandsteinbänke enthält. In diesen fanden sich:

Corbula gibba.

Cardium sp. und

Syndesmia sp.

als für diese Bildung charakteristische Fossilien, die häufiger auf dem kartierten Gebiet vorkommen.

Hinsichtlich der tektonischen Feststellungen sind folgende Vorkommen von besonderer Wichtigkeit: Sutoly dülő bei Arló, Vajács-Grube, Sülyevölgyi bérc, und östlich Borsodnádásd Vajdashegy und Néméleti tető. Hier berühren sich nämlich das untere Miozän mit dem unteren kattischen Sandstein, entlang tektonischer Linien.

5. Pleistozän.

Die im Pleistozän abgelagerten Braunerden, bräunlichen Tone, Sande und lössartige Bildungen bedecken sehr grosse Gebiete. Im S des kartierten Gebietes sind dies hauptsächlich braune, tonige Waldböden, die soderbarerweise nur den einen Hang der Berge mit einer mächtigen Decke bedecken. Diese Erscheinung kann an der N-Seite des Nagyvölgy-Tales, an der SO-Seite des Gyepes-Tales, an der SO-Seite des Teresznek-Tales an den S-Seiten der Täler Gubonna und Nagyvölgy beobachtet werden.

Typischer Löss konnte unter diesen Bildungen nirgends angetroffen werden. Dem Charakter und den petrografischen Eigenschaften des Löss nähern einzelne Vorkommen des Gyimosfő und Köhegy am meisten.

6. Holozän.

Die Sedimente des Holozän bestehen aus den in den heute noch vorhandenen Bachtälern abgelagerten und aufgespeicherten tonigen und sandigen Schlammanschwemmungen. Auf dem begangenen Gebiet gibt es einige Anschwemmungen von bedeutender Mächtigkeit. Die bedeutendste ist das Flussbett Borsodnádásd—Arló—Bolyok—Szt. Simon—Hangony. Zwischen Alsó Hangony, Szt. Simon und Bolyok sind sogar Terrassenablagerungen zu erkennen. Ähnlich breite Täler sind die Täler: Nagy, Gubonna, Teresznek, Gyepes, Cselen, Remete, Óbükk, Nagyvölgy und Hosszúvölgy. In diesen bestehen die Ablagerungen aus den, von den Hängen abgeschlammten Verwitterungsprodukten.

Interessant ist die Klamm des Vermes-Baches westlich Szt. Domonkos, wo der Bach in sein eigenes Gerölle ein neues Bett erodiert hat. Der einst reissende Vermes-Bach lagerte hier das aus den umliegenden kattischen Sandsteinbergen stammende Geschiebe den Sand und Schlamm ab. In dieses 10—12 m mächtige Gerölle schnitt sich der heutige Vermes-Bach ein neues Bett.

III. Tektonische Verhältnisse.

(Tektonische und entwicklungsgeschichtliche Skizze.)

Aus der beiliegenden Skizze ist auf den ersten Blick ersichtlich, dass zwischen Hódoscsépany und Arló — von W gegen O fortschreitend — auf die burdigalischen kohlenhaltigen miozänen Bildungen die Rupeltone des Mitteloligozän folgen. Weiter westlich lagern grobkörnige oberkattische Sandsteine des Oberoligozäns. Etwas weiter gegen S verändert sich die Lage etwas insoweit, dass in der Gegend von Borsodnádásd, westlich von dem im O gelegenen Miozänen, der untere Sandstein des Oberoligozän, hierauf der grobkörnige Sandstein folgt.

Es ist offensichtlich, dass zwischen den im Osten vorherrschenden, überwiegend miozänen Bildungen und den mitteloligozänen Bildungen eine tektonische Berührung besteht. Genauer gesagt, be-

finden sich die auf unserem Gebiet vorherrschenden oligozänen Bildungen gegenüber den östlichen, miozänen Bildungen in gehobener Lage. Am höchsten erhebt sich der Streifen der rupelischen und kattischen Bildungen, der im Osten überwiegend an miozäne, im Westen an oberkattische Bildungen grenzt.

Die sowohl auf der Karte, wie auch auf der Skizze markierten Fallrichtungen zeigen ein grosses Durcheinander. Die in der Literatur öfter erwähnte Stille'sche savische Orogenphase, die eine gelinde Faltung der oligozänen Bildungen verursachte, ist auf unserem Gebiet eben wegen der grossen Anzahl der störenden Brüche nicht nachweisbar. Die dem unteren Burdigal angehörenden terrestrischen Bildungen, die sich auf die gefalteten und denudierten Oligozänbildungen gelagert haben, zeigen auf unserem Gebiet eine derart, minimale Ausdehnung, dass aus ihren Trümmern keine Lagerungsdiskordanz festgestellt werden kann.

Jedenfalls ist die am Kigyóshegy nördlich der Gemeinde Disznósd stattfindende Berührung des oberkattischen groben Sandsteines mit dem mitteloligozänen Rupelton bemerkenswert. Der Ton ist an 4—5 Stellen schuppenartig, gleichsam auf den jüngeren kattischen oberen Sandstein angestrichen.

Ebenso können die in der attischen Phase vor sich gegangenen Faltungen, die an der Grenze zwischen Miozän und Pliozän entstanden sind, nicht nachgewiesen werden.

Eine wichtigere Rolle, als diese Faltungen, spielten die zwischen dem unteren und mittleren Pliozän vor sich gegangenen rhodanischen tektonischen Bewegungen in der Ausgestaltung unseres Gebietes. Diese verursachten in der wahrscheinlich schon vorhandenen, gelinde gefalteten Tektonik eine Bruchstruktur.

Derart vorherrschende Dislokationsrichtungen bildet die die zwischen den miozänen und oligozänen Gebieten verlaufende Hauptverwerfungsrichtung, die überwiegend NO—SW-lich und N—S-lich verläuft. Der Beginn dieser Bruchlinie kann im S. südwestlich Borsodnádásd mit Sicherheit nachgewiesen werden. Sie verläuft aus der Richtung des Óbükkhegy gegen N, schneidet, in einem südlichen Nebental des Óbükker Tales verlaufend, das Óbükker Tal und kann, in der Richtung der Kote 299 an der Grenze zwischen dem Miozän und Oligozän durchwegs weiter verfolgt werden. Die N—S-Richtung ist vorherrschend, doch nimmt sie mit

grösster Wahrscheinlichkeit in drei Fällen NO—SW-lichen Verlauf. Das Vorhandensein dieser Hauptbruchlinie beweist die in Bükk-szék festgestellte Verwerfungslinie, die sogenannte Verwerfung des Darnóhegy. Diese bildet wahrscheinlich eine nördliche Fortsetzung der Hauptbruchlinie.

Eine untergeordnetere Bedeutung besitzen die, den konsequenten Verlauf der Täler verursachenden Dislokationsrichtungen. Wir können das Vorhandensein von NO—SW-lichen Bruchlinien im Szt. Simon-Bach, in einem Grossteil des Teresznek von Disznósd, in den Tälern Gyepes, Cselen, Szopon, Remete, Óbükki, Hosszú, Lapos und anderen kleineren Tälern voraussetzen. Die senkrecht hierauf, also NW—SO-lich, somit in tektonisch präformierten Richtungen verlaufenden Täler sind seltener. Solche sind das Bett von Szt. Simon—Bolyok, die neben der Gemeinde Hangony verlaufenden parallelen Täler, die nördlichen Gabelungen des Gyepes, sowie die Täler Keserő, Rónabükk, Nagyvölgy, Mocsolyás und Szt. Domonkos.

Es können noch die N—S-lich verlaufenden, durch Brüche präformierten Täler erwähnt werden. Solche sind die Gabelungen des Gubonna- und Nagyvölgy-Tales, einzelne Teile des Csörgöküter Tereszneker Tales, der Anfang des Cselen-Tales und die Täler Vermes und Szóke. O—W-lich verlaufen: das Nagy-Tal, Gubonna-Tal das Ende des Gyepes-Tales und das Remete-Tal.

Eine NO—SW-lich verlaufende Verwerfung kann mit Sicherheit am Westrand des Monosahegy nachgewiesen werden, wo sich rupelische und kattische Bildungen entlang einer Verwerfung berühren. Diese Verwerfungsrichtung setzt sich wahrscheinlich auch in der Richtung gegen den Lophegy fort.

Ausser den erwähnten bedeutenderen Bruchlinien können wir aus dem Durcheinander der Fallrichtungen auf das Vorhandensein weiterer Brüche schliessen.

Die an der Oberfläche gemessenen, also nicht genügend verlässlichen Fallrichtungen der Schichten im Rupelton W-lich Hódoscsépany, in der Gegend des Nagyvölgy- und Gubonna-Tales zeigen eine brachysynklinalenartige Gestaltung. Zwischen Disznósd und Arló können wir aus den ebenfalls im Mitteloligozän gemessenen Fallrichtungen auf eine kleinere, brachyantiklinalenartige Struktur schliessen.

IV. Zusammenfassung.

(Praktische Vorschläge.)

Es ist eine des Öfteren wiederholte und betonte Feststellung des Direktors der staatl. ung. Geologischen Anstalt Dr. Ludwig von Lóczy, dass: „hinsichtlich der produktiven Kohlenwasserstoffakkumulationen — ausgehend aus den bekannten ausländischen Analogien — jene in gehobener Lage befindlichen tektonischen Grossformen in erster Linie in Betracht kommen, sei sie nun Aufwölbungen, Schollenwölbungen oder Horste —, in denen die paläogenen Bildungen verhältnismässig höher gelagert und gegen die Oberfläche gut abgeschlossen sind“.

Von diesem praktischen Gesichtspunkt aus liegt das Hauptgewicht hinsichtlich unseres Gebietes nicht auf den eventuell vorhandenen gefalteten Formen, sondern auf der Tatsache, dass das mittelligozäne Gebiet von Arló—Disznósd—Hangony—Szt. Simon—Bolyok eine im Verhältniss zu den umliegenden Gesteinen stark gehobene tektonische Grossform darstellt, von der die jüngeren oligozänen Bildungen abradiert wurden.

Aus den übrigen Analogien kann geschlossen werden, dass unser glimmerhältiges Rupeltongebiet auch jenen tektonischen Elevationen ähnelt, die durch Faltungen gehobene Rindenteile sind, welche durch spätere jüngere Brüche zerbrochen wurden.

Auf das Vorhandensein produktiver Kohlenwasserstoffhaltiger Schichten können wir aus dem als Ölindikation auffassbaren starken Bitumengeruch schliessen, der im stärksten in den Rupeltonen und den höheren Horizonten der sandigen Tone schon auf einer einfachen frischen Bruchfläche zu verspüren ist. Noch stärker ist dieser Geruch in den Schächten.

Auf die Gegenwart von Kohlenwasserstoff deutet der CH_4 -Gehalt mehrerer, in der Sohle des W-lich der Gemeinde Disznósd, in der Richtung Csókáshegy führenden Grabens entspringender Quellen, der, unter lebhafter Blasenbildung aus dem, aus den oberen kattischen Sandsteinschichten entspringenden Quellwasser entweicht.

Kohlensäuerlinge fand ich auf meinem Gebiet keine, doch sind solche im miozänen Gebiet der Umgebung von Borsodnádásd in unmittelbarer Nachbarschaft des kartierten Gebietes ebenfalls anzutreffen.

Auf Grund der Erfahrungen wäre es angezeigt, die mitteloligozänen Bildungen gegen N weiter zu verfolgen und auch auf verschiedenen Punkten des kartierten Gebietes die Tektonik durch Schurfschichtung und Bohrungen von geringer Tiefe gründlicher zu erforschen.

Die Wahrscheinlichkeit für eine Wiederholung der der Bükk-széker ähnelnden Struktur ist gross. Die in der Nähe befindlichen Eisenwerke von Ózd könnten auch das Erdgas hervorragend verwerten. Die dadurch freiwerdenden Miozänkohlen der Umgebung von Somsály könnten anderwertig verwendet werden.

ÓZD—HANGONY—DOMAHÁZA—ZABAR ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Előzetes jelentés az 1940. évben végzett gyakorlati irányú földtani felvételtől.

Írta: Dr. Tomor János.

Tartalom:

	Oldal
I. Bevezetés	765
II. Földtani viszonyok	766
1. Középső oligocén	767
2. Felső oligocén alsó szint	769
3. Felső oligocén felső szint	769
4. Alsó miocén	770
a) terresztrikus agyagok	770
b) széntelepes rétegcsoport	771
5. Pliocén	771
6. Pleisztocén	771
7. Holocén	772
III. Tektonikai viszonyok	772
IV. Összefoglalás	774

I. Bevezetés.

1940. év nyarán a m. áll. Földtani Intézet igazgatóságának megbízásából két hónapig tartó földtani felvételt végeztem Hangony—Ózd—Uraj —Jéne—Harmac—Velkenye— Susa —Domaháza Zabar—Cered stb. községek területén. Feladatomból volt, hogy alapos bejárásokkal, részletesen térképezzem Hangony—Uraj—Domaháza és Zabar vidékét. Amint előzetes jelentéseimben hangsúlyoztam: térképezett területemnek középső oligocén agyagokkal borított

részein feltétlenül szükséges az aknázások útján történő részletes szerkezeti kutatás. Az említett középső oligocénbe tartozó agyagok és homokos agyagok ugyanis rosszul rétegezettek, a külszínen megbízható dőlések csak ritkán mérhetőek. Az 1940. év nyarán azonban a legnagyobb munkahiány volt katonabehívások miatt. Az otthonmaradottakat lefoglalta a mezőgazdasági munka, úgyhogy aknáztatni nem lehetett.

Ezért minden időt térképezésre kellett felhasználni. Ennek eredményeképpen két havi felvételi idő alatt körülbelül 250 km²-nyi területet térképeztem. A felvételhez szükséges topográfiai térképek az 1:25000 4764/2 Ózd-Arlói, a 4664/4 Rimaszécs-i, a 4764/1 Zabar-i és a 4764/1 régi Zabari lapok voltak.

Felvételeim csatlakoztak az Arló vidéki felvételeimhez, északon a régi trianoni határon túl folytatódtak a Rimaszécsi síkságig, nyugaton és délen teljesen befejezve az Ózd-i térképlapot. Majd Zabaron át Cered, Medveshidegkút, Ó-Bást—Vecseklő irányában követve a felső oligocén képződményeket a Medves eruptívus kőzetekig nyúltak, szintén csaknem befejezve az új Zabar-i térképlapot. Felvételeim ehelyütt is folytatódtak a trianoni határon túl is.

Morfológiai nézőpontból jellemző a fentebbi területre, hogy nagyjából 200—400 m. között váltakozó magasságú középhegység jellegű Ny—DNy felé lejtő fennsík, amelyet nagyrészt tektonikailag preformált irányú, konzekvens lefutású völgyek szabdalnak szét. Legmagasabb részek a Ceredtől Ny-ra fekvő eruptívus terület előhegyei. Viszonylag legmélyebbek ennek az összefüggő oligocén táblának azok a részei, amelyek emelt tektonikai helyzetűek. A középső oligocénképződmények lágyabb kőzetei a róluk lepusztult keményebb felső oligocén rétegek hiányában lankásra koptatottak. Uralkodó völgyirányok mindenekelőtt az ÉK—DNy, ÉNy—DK, kisebb jelentőségűek az É—D és K—Ny lefutású völgyek.

II. Földtani viszonyok.

A térképezett terület rétegtani felépítés nézőpontjából kevésbé változatos. A felszínre jutott legidősebb képződmény a középső oligocén rupéli emeletének legfelső szintjébe tartozó szürke, fehérés szürke csillámos agyag és homokos agyag. Erre települ a felső oligocén kattiai emeletének alsó szintjébe tartozó szürke, sárga, kékes-szürke márgás homokkő, majd a felső oligocén kattiai emeletének felső szintjébe tartozó, durvaszemű, álrétegzett homokkőve.

Kisebb elterjedésű lokális foltokban térképezhető a miocén burdigálai emeletének legidősebb tagja a vörös agyag és kavics. Ezt követi a burdigalikum széntelepes rétegcsoportja. A térképezett terület Ny-i szélén kezdődnek a felső pliocén levantei időszakában keletkezett vulkanikus kőzetek: bazaltláva, vulkáni breccsa és tufa.

Jelentős területeket borítanak a valószínűleg pleisztocén eredetű terraszképződmények. Ebben a korban keletkezett a nagy területet borító barnaföld agyag és lösz. Legfiatalabb üledékes képződmény a holocén patakhordalék.

1. Középső oligocén.

A felszínrebúvó legidősebb képződmény a középső oligocén rupéli emeletének legfelső szintjébe sorolható szürke, fehéresszürke muszkovit-csillámos, néha homokos agyag vagy ritkábban erősen agyagos homok. Oligocén területünknek ez a legidősebb felszínrebúvó tagja gyakorlati geológiai nézőpontból, így a szénhidrogénakkumuláció lehetőségének nézőpontjából legfigyelemreméltóbb.

Összefüggő nagy felszínrebúvása Arló község közelében kezdődik, majd észak felé legyezőszerűen kiszélesedik egy délről kiinduló vetődési rendszertől körülhatárolva. K-en és Ny-on a felső kattiai homokkövektől, sőt a miocén széntelepes réteggösszlettel is ezáltal átmenet nélkül el van választva. Arlóból kiindulva és É felé haladva ennek a felső rupéli zónának területébe esnek Bolyok, Szt. Simon, Hangony és Ózd. Ózdtól északra egy ÉK—DNy-irányú törésvonal mentén, — melyhez hasonló Hangony mellett ÉNy—DK irányban határolja az agyagterületet, — kiszélesedve folytatódik egészen a Rimaszécsi peremig, Susa, Uraj, Harmac, Jéne és Velkenye községek határát alkotva.

Ez a terület körülbelül 80—90 km²-nyi és jellegzetessége, hogy a kattiai homokkövekkel való érintkezésnél, — bár tektonikai érintkezés mulatható ki helyenként, mégis átmeneti kőzetek találhatóak, — amennyiben gyakoribbak a homokbetelepülések és kevésbé zsíros az agyag. Ez főleg Arló és Hangony községek körüli érintkezéseknél tapasztalható. A réteggösszlet legmélyebb, illetőleg legidősebb részei a körülhatárolt terület közepén Szt. Simon körül és É-on egészen a Rimaszécsi síkságig észlelhetők, ami a terület tektonikai viszonyaival hozható összefüggésbe. Ezekben a helyeken a felső rupéli képződmény zsíros tapintatú, szürke, bitumenszagú, kiszáradva pikkelyesen hámló, apró darabokra széttöredező, fehéresszürke muszkovitscillámokkal teleszórt rosszul rétegzett kőzet. A

képződmény, néhol a budai kiscelli agyagra emlékeztet. Homokkő-tábla betelepülések nincsenek benne, néhol 100 m-nél jóval nagyobb vastagságban feltárják a patakbevágódások, de a szintkülönbség ellenére külsőleg teljesen azonos közettani felépítésű. Feltárás bőven található, azonban a külszínen megbízható dőlést mérni csaknem lehetetlen. Ennek oka az, hogy az agyag gömbhéjszerűen, a hegyoldal domborulatával párhuzamosan pikkelyesen elválk, mintegy hámlk. Agyagfejtők vannak ugyan néhol, vagy nagyobb méretű omlások, — ilyenek Szt. Simontól D-re, Hangony É-i részén a Karó-hegyest átvágó út mellett és Harmac község mellett levő agyagfejtőben stb.-ben, — de ezeknek a jó döléseknek csekély mennyisége miatt szerkezeti kutatás csak aknázással válk lehetővé.

A rétegegymásutánból megállapítható, hogy a terület D-i és ÉNy-i részén lévő homokosabb tagok és homokkőbetelepülései agyagok feltétlenül magasabb, — a zsiros tapintatú, bitumenszagú agyagok viszont mélyebb tagot képviselnek a felső rupéli emeletben. Ezeknek a rétegeknek a felső rupelikumba való sorolása dr. Schreter főgeológusnak Szt. Domonkos és környékén térképezett agyagjaival való azonosítással történt. Kővület ugyanis csak igen kevés került elő, főleg kagyló és túskebőrű töredékek. Ezek közül meghatározható volt:

Pecten corneum Sow. var. *denudata*,

Cardium sp.

Nucula sp.

Tellina sp.

Az iszapolás tetemes mennyiségű, de leginkább összetöredezett foraminiferát mutatott ki. Leggyakoribb fajok:

Cristellaria sp.

Nodosaria sp.

Nodosaria cf. *latejugata* Gümb.

Rotalia sp.

Az előző évi jelentésben részletezett CaCO_3 meghatározások és közetszeménységvizsgálatok a felső rupéli szint agyagos alsó és homokos felső tagjának elkülönítésénél ezúttal is jól alkalmazható volt és az 1939. évi adatok beigazolást nyertek.

Települését tekintve megállapítható, hogy ez az összefüggő kb. 80 km-nyi kibúvás lényegében össze-vissza töredezett tábla, ami az erősen változó dölésekből is látható. Nagyjából mégis Ny—ÉNy felé dőlnek gyenge 7—15 fokos lejtéssel a rétegek.

2. Felső oligocén. Alsó szint.

Az említett rupéli agyagokra települ a felső oligocén kattiai emeletének alsó szintjébe tartozó szürke, barnássárga, sárgásfehér, kékesszürke márgás finoman szemcsézett homokkő és homok. Elterjedését illetően jellemző, hogy a térképezett terület déli részén Arlótól D-re összefüggő táblát alkot. Ez a tábla DNy—ÉK irányú vetődések mentén érintkezik Ny felé a Teresznek-völgy felső kattiai homokkötömegeivel, kelet felé pedig a miocén széntelepes réteggösszettel. Ez a lokális előfordulás Borsodnádásd felé nagyobb összefüggő táblában folytatódik. Észak felé a felsőkattiai homokkövek fekvőjeként patakbevéágódásokban szórványosan bukkanak felszínre. Ilyenek a Domaháza körüli völgyek mély vizmosásai is. Megjegyzendő, hogy ebbe a homokkőbe vágódó patak- és csermelyvölgyek alján a képződmény puha felázott, úgyhogy színe a kilúgozott vas-hidroxidtól vörösbarna, sőt kékeszöldes is lehet. Néhol lokálisan kisebb-nagyobb (néha mogyorónagyságú) glaukonit konkréciók is előfordulnak, amelyek nagyobb mennyiségben faközöldre festik a kőzetet. Említésreméltó, hogy a homokkőnek mélyebb padjain kalapácsütéskor bitumenszag érezhető.

3. Felső oligocén. Felső szint.

Legnagyobb elterjedésű területünkön a felső oligocén kattiai emeletének felső szintjébe tartozó durvaszemű álrétegezett sárga, barna, vörösbarna homokkő. Hatalmas területeket borítanak ezek a homokkövek a Hangony—Disznósd-i diszlokációs iránytól Ny-ra és DNy-ra egészen a térképezett terület határán fekvő Medves bazalt-előfordulásokig. Erre a hatalmas összefüggő homokkőtáblára jellemző, hogy erősen összetöredezett, de a vetődéseknek csekély az ugrómagassága, — bár 30—50 m vetődések nem ritkák.

A rétegeződés egy-egy nagyobb egységen nagyjából megegyező. Így a Hangony-i Barátfő—Hályágfő és Golotkafő-csoport rétegei DDNy irányban dőlnek átlag 10—12 fokos lejtéssel, ÉÉNy—DDK irányú csapással. A Hangony-patakot környező csoport homokkő-tábláinak csapása már K—Ny felé közeledik, de leggyakrabban NyÉNy—KDK. A Disznósd-i Teresznek-völgyet környező hegyek táblái É—D irányban csapnak, sőt néha ÉÉK—DDNy-ra elfordul a csapásirány. Zabar felé aránylag következetesen Ny felé dőlnek a rétegek.

Kőzetlani nézőpontból erősen különbözik az alsó kattiai homokkőtől. Mint tipikus sekélytengeri üledék a tengerpart vízszint-változásának és a hullán:verésnek következtében jellegzetesen álrétegezett. A kőzetalkotó finomabb vagy egészen durva, néhol bab-, 'encse nagyságú kvarcsemcsék színe a legváltozatosabb. Leggyakoribb a laposra csiszolt fekete, vörösbarna és sárgaszínű. Kötőanyaguk agyag- és mészbévonat. Az agyag bőven tartalmaz vashidroxidot, amely gyakran kilúgozódik és összegyűlve nemcsak hogy vörösbarnára festi a kőzetet, hanem néha egész réteglapokat ujjnyi vastag limonitos agyagkéreggel von be.

Az oligocén többi kőzetétől könnyen megkülönböztethető. Magas, meredek sziklafalakat alkot, amelyekből cipő- vagy gombakalap alakú keményebb tömbök állnak ki. Rendkívül könnyen szétmállik, azért kopnak le ezek a valamikor nagy magasságú hegyek szinte szemünk láttára. A patakbeágódások mélyek — így nem ritka a 150—220 m mély vízmosásos völgy. Megemlítendő, hogy a mélybe szivárgó víz a lazább rétegeket kimossa. A legtöbb helyen kalapácsütéskor kongó hangot ad ezért. A szivárgó esővíz behatolva a homokkőbe, kioldja a vasvegyületek egy részét és sok helyütt vastartalmú forrás alakjában felszínre tör. Ilyenkor vérpiros vasbévonatot hagy maga után növényen és kőzeten egyaránt. Ilyen főként időszakos gyérvízű források fakadnak főképen Domaházától D-re a Hangony-völgy mellékvízmosásaiban és Disznósd körül.

Kövületek a térképezett területen nem voltak gyűjthetők, bár mélyebb és egészen magasán fekvő rétegeket egyaránt átvizsgáltam. Organikus maradványok keresztmetszetei ugyan ritkán láthatók, de az anyakőzet keményebb az anyaguknál, úgyhogy a teljesen lágy agyagszerű részeket nem lehet kiszabadítani.

4. Alsó miocén.

a) *Terresztrikus agyagok és kavicsok.*

A rupéli agyagokra és alárendelten az alsókattiai homokkőre — ott, ahol a felsőkattiai homokkő erősen lepusztult, — települ kisebb-nagyobb kiterjedésben a vörös agyag és kavics. A délebbi analog előfordulásokat is szem előtt tartva ez a zsíros tapintású vörös, barnászvörös, néhol fehér-kavicsokkal kísért agyag szárazföldi eredetű és mállási terméke a felsőkattiai homokkőveknek. Ezért legnagyobb foltokban ott található, ahol az idősebb képződményekről

a sok vasat tartalmazó homokkő letarolódott teljesen: így a rupéli agyagokon, amelyek emelt tektonikai helyzetük miatt a denudációnak jobban ki voltak téve. Csekélyebb elterjedésben az erősen lepusztult felsőkattiai homokköveken és az alsókattiai képződményeken is fellelhető. Eredete a miocén elején beállott szárazföldi időszakra tehető.

b) *Széntelepes rétegcsoport.*

Térképezett területünkön ez a képződmény alárendelt szerepet játszik. Kis kibúvások találhatóak az Arló-i vetődési vonaltól K-re. De a felvett területen kívül eső Somsály-Vajács-i bányatelepek ebből a rétegsorból bányásszák szénüket.

Egy kis folt mint a lepusztult miocénnek roncsa található a Cered felé vezető út felett a Hangyahegy tetején. Jelentősebb az a kis kibúvás, amely Róna község közelében a felső oligocénra települő bazalttakaró alól búvik felszínre.

5. *Pliocén.*

(Felső pliocén, levantikum)

Területünk Ny-i határán fekszik a Medves bazalttal borított hegytömege, amely a levantikumban lejátszódott vulkáni működés maradványa. Tajti község kőfejtőiben a Medves előtt csak egymásra rétegzett lapilli és vulkáni hamurétegek feltárásai vannak. A tufaszórás közé egy-egy vékony 10—20 cm vastag lávafolyás is rétegződik. Ugyancsak itt igen szép vulkáni breccsát s a lávába bekebelezett idősebb, néha oligocén kőzetdarabokat is lehet találni. A Medves oligocén tömegén fekvő bazalttakaró jó feltárásai a Róna és Vecseklő községektől ÉNy-ra fekvő nagy feltárások. Ezek alatt a hegyoldalban szintén megtalálhatók a tufaelőfordulások. A felső kattiai oligocén homokkővet ez a lávatakaró megvédte a lepusztulástól, úgyhogy viszonylag jóval magasabbak ezek a hegyek.

6. *Pleisztocén.*

Hatalmas területeket borítanak a pleisztocénben lerakódott képződmények. A térképezett területen ezek főképen barna, agyagos erdőtalajok, amelyek a völgyeknek főleg csak az egyik oldalát borítják be vastag takaróval. Zabar és Cered körül hatalmas lösztakarók is vannak. Ilyen jelentősebb előfordulás a Zabartól K-re

fekvő Kenderes völgyében táródott fel. Gyakoriak ebben a mészkonkréciók, *Helix* és *Pupa* maradványok.

Pleisztocénkori maradványok Domaházától Ny-ra a Répás és Csobánkó tanyák Domaházára vezető útjaik találkozásánál levő másodlagos hordalékban voltak találhatóak utépítéskor. *Elephas primigenius* agyari, állkapcsai és egyéb csontjai kerültek ki ebből az agyagos lerakásból, amely valószínűleg holocén patakhordalék lévén, másodlagos lelőhely.

Ugyancsak *Elephas primigenius* maradványai kerültek ki a Tóvölgye-patak mellett készült út építéskor a Curgóbré DDK lábánál. Az innen kikerült agyarak és zápfogak is az egri városi múzeumba kerültek.

Pleisztocénkoriak azok a terraszképződmények is, amelyeket löszszerű hordalékok takarnak. Ilyenek vannak Szt. Simontól D-re, a Rimaszécs-i peremmenti törés mentén egyes helyeken, főleg Velkenye körül, Zabar és Cered között és főleg Egyházasbást és Vecseklő községek körül. Egyházasbást a Gortva magas terraszszerű kavics-hordalékára épült, amit a most épülő út tár fel kitűnően.

7. Holocén.

A holocénkor üledékei a ma is meglevő patakmedrekben felhalmozódott homokos, agyagos iszaphordalékok. Területünkön jelentősek ezek az áradmányhordalékok, mert a könnyen málló kattiai homokkőhegyek bőséges anyagot adnak. Gyakori, hogy a patakok saját hordalékukba vágódnak be.

Jelentős vaslagságú homokfeltöltések észlelhetők a Disznósd-i Teresznekvölgyben és Domaháza körül. A falvak is tulajdonképpen hordalékra épültek, úgyhogy a messzebről odavezetett forrásvíz megbízhatóbb egészségi szempontból. (Domaháza). A Domaháza-i Hangony-patak hordaléktömege okozza, hogy a patak állandóan változtatja medrét. Sőt a közelmúltban készült betonmeder sem tartós, mert homokba épülvén, a gáttal együtt a víz alámossa az építményeket.

III. Tektonikai viszonyok.

(Szerkezeti és fejlődéstörténeti vázlat.)

A jelentéshez mellékelt térképvázlaton szembeűnő, hogy a középső oligocén rupéli agyagképződményeit mintegy körülveszik a jóval fiatalabb üledékek. Így D-en az alsó kattiai márgák

sávja, K-en és Ny-on a felső kattiai homokkőrétegek, DK-en a miocén burdigálai emeletének széntelepes rétegcsoportja, É-on pedig a Rimaszécs-i síkság alluviális hordalékaival érintkezik.

Nyilvánvaló, hogy a rupéli agyagzóna és az őt körülvevő fiatalabb kőzetek között tektonikus érintkezés van. Pontosabban az oligocén képződmények a keleti miocénekhez képest emelt helyzetben vannak. Ugyancsak emelt helyzetben van a rupéli agyag a vele egy szintben fekvő kattiai homokkövekhez képest is. A területtel szomszédos miocén széntelepek bányászati adatai szerint az egész terület a középső miocén vége felé enyhén redőződött.

Területünkön a denudálódott oligocén képződményekre települő teresztrikus agyag oly csekély elterjedésű, hogy települési diszkordanciát megállapítani nem lehet. A redőződés tehát a területen biztosan ki nem mutatható, ugyanúgy, mint az attikai fázisban lejártsódott miocén-pliocén közötti redőződés sem.

Azonban területünk kialakításában a gyűrődéseknél fontosabb szerepet játszottak a töréses szerkezetet előidéző alsó és középső pliocén közt végbement rhodániai mozgások, amelyek a változó dőlésirányokból következően erős össze-vissza töredezettséget idéztek elő. A törésirányok között legfontosabb szerepet játszanak az ÉNy-DK és ÉK-DNy irányúak. Jelentősek még az É-D is. Ezek az főirányokon kívül K-Ny és ÉÉK-DDNy és ÉÉNy-DDK is vannak.

A legjelentősebbek területünkön azok a vetődési síkok, amelyek mentén a rupéliikum kiemelkedett. Ezek közül kétségtelenül ki-mutatható az Arló-i Monosa- és Lop-hegyet kettészelő vetődés, amely ÉK-DNy irányban elhatárolja az alsó és felső kattiai képződményeket, egy vele párhuzamosan haladó pedig a burdigálai széntelepes rétegektől választja el a kattiai márgát. Feltétlenül ki-mutatható a Hangony-i Karóhegyest átszelő és az Ózdtól É-ra a Szenna-völgyet és Akasztó-hegyet átszelő vetődés, amely Velkenye irányában tovább nyomozható. Mindkettő a rupéli és felső kattiai képződményeknek érintkezésében van. Ugyancsak kimutatható az Arló-Hódoscsépány főtörés is, mely nagyjából É-D irányú és valószínűleg a Bükkszéki Darnó vonal É-i folytatása.

Szembetűnő É-on területünk határán az éles átmenet az átlagosan 200—250 m magas rupéli agyaghegyek és a 60—80 m mélyen fekvő Rimaszécsi síkság szintje között. Itt is helyenként egy perementi törésrendszerrel van dolgunk, amely a 350—390 m magas trianoni határgerincet lépcsőzetesen a Rimaszécsi síkság aljára juttatta.

Ezekon a jelentős főirányokon kívül számos kisebb törés mutatható még ki. A konzekves lefutású folyó és patak völgyek is részben tektonikailag preformált eróziós völgyek. Ilyenek a Teresznek-, Hangony-, Gyepes-, Cselen-, É-on a Hosszú-, Farkas-Sajóvárkonyi-, és Zabaron a Martonkúti völgy. A térképre pillantva még sok ilyen egyező irányú völgyet lehet látni.

Gyűrt szerkezetet, brachiantiklinálisokat az agyagban dölések híján ezidőszerint még nem lehet bizonyossággal kimutatni.

IV. Összefoglalás.

(Gyakorlati irányú elgondolások.)

A fentebb vázolt tektonikai elgondolások alapján a többi analógiából következtetve: területünk magja, a rupéli agyagzóna olyan tektonikai elevációkhoz hasonló, melyek gyűrődés következtében kiemelt kéregrészek de amelyeket a későbbi fiatalabb törések szét-szabdaltak.

Dr. Lóczy Lajos, a m. áll. Földtani Intézet igazgatója ismételten hangsúlyozta azt a megállapítását, amely szerint „külföldön ismeretes analógiákból kiindulva produktívus szénhidrogén felhalmozódások szempontjából elsősorban azok az emelt helyzetű tektonikai nagyformák jöhetnek tekintetbe, — legyenek azok akár felboltozódások, rögboltozatok, vagy horsztok — ahol a paleogén képződmények viszonylagosan magasabban helyezkednek el és a felszín felé jól lezáródtak.“

Dr. Lóczy Lajos gyakorlati irányú elgondolásából következtetve tehát területünkön sem az esetlegesen jelenlévő gyűrt formákon van a fő hangsúly, hanem azon a tényen, hogy területünk rupéli képződményei a környező fiatalabb képződményekhez viszonylagosan erősen felemelt helyzetű tektonikai nagyformának tekinthető, amelyről éppen magasabb helyzete miatt a fiatalabb üledékek letarolódtak.

Produktívus szénhidrogéntartalmú rétegek jelenlétére és a mélyben levő esetleges akkumulációkra lehet következtetni az olaj-indikációnak felfogható bitumenszagból, amely az agyag friss törési felületein észlelhető.

Szénsavtartalmú források a terület közelében Csernely vidékén és Borsodnádásd körül találhatóak. A Csiz és környéki jódos szénsavas gyógyvizek valószínűleg a Harmac—Velkenye-i peremmenti törés mentén törnek felszínre. Jódtartamukból arra követ-

keztethetünk, hogy nem a közeli eruptívus vidék posztvulkános működésének következtében jelentkeztek.

Megemlítendő, hogy Hangony mellett a Sóshegy lábánál a lakosság szerint 8—10 évvel ezelőtt még sósvizű forrás tört fel, ahova előszeretettel vitték a jószágot itatni, mert egyúttal a konyhasósziükségletét is megkapta. Sajnos egy eliszaposodott, posványos forráson kívül nem találtam mást. Ennek vizében a klorid ion még nyomokban sem volt kimutatható.

A fentebb leírt tapasztalatokból következtetve feltétlenül szükséges volna a felső rupéli agyagterületet részletesen aknázni, hogy ennek az emelt helyzetű tektonikai nagyformának tektonikai részleteit bizonyossággal kikutathassuk. Az aknázás ütemét gyorsítaná, ha a bedőlt régi aknák egy részét is tovább lehetne mélyíteni. Nagy a valószínűsége annak, hogy ezen az összefüggő, 80 km²-nél nagyobb területen a tőle D-re fekvő Bükkszékihez hasonló szerkezetek megismétlődnek. A közeli ipartelepek pedig az értékes szén helyett nagyszerűen tudnák még a földgázt is hasznosítani.

SZENTDOMONKOS—BORSODNÁDASD—DOMAHÁZA—ÓZD—HANGONY
 KÖZÖTTI OLIGOCÉN TERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE.
 GEOLOGISCHE KARTE DES OLIGOZÄNGEBIETES
 VON SZENTDOMONKOS—BORSODNÁDASD—DOMAHÁZA—ÓZD—HANGONY

Felvette: dr. Tomor János.
 Aufgenommen von: Dr. J. Tomor



Jelmagyarázat. — Zeichenerklärung.

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1. Áradmány. Homok, barnaföld és lösz.
<i>Alluvium. Sand, Braunerde u. Löss.</i> 2. Homok, homokkő Cardiumokkal és Corbulákkal.
<i>Sand, Sandstein mit Cardium u. Corbula.</i> 3. Szételepes rétegösszet.
<i>Kohlenflözführender Schichtkomplex.</i> 4. Alsó riolitufa.
<i>Unterer Rhyolituff.</i> 5. Tarka, vörös agyag kavicsokkal.
<i>Bunter, roter Ton mit Schotter.</i> 6. Álrétegezett durvaszemű homokkő.
<i>Diagonalgeschichteter, grobkörniger Sandstein.</i> 7. Szürke és sárga agyagos homok és homokkő.
<i>Grau u. gelbgrauer Sand u. Sandstein.</i> 8. Szürke homokos agyag és agyagos homok.
<i>Grauer sandiger Ton u. toniger Sand.</i> 9. Szürke, képlekeny, csillámos agyag.
<i>Grauer, glimmeriger Ton.</i> Rétegdőlés — <i>Fallen</i> | <ul style="list-style-type: none"> } Holocén és Pleisztocén.
<i>Holozän u. Pleistozän.</i> } Alsó miocén
<i>Burdigalien.</i> } Termiozän
<i>Burdigalische Stufe.</i> } Felső oligocén. — <i>Oberoligozän</i>
Kattien felső szintáj. — <i>Kattische Stufe. Oberteil.</i> } Felső oligocén — <i>Oberoligozän</i>
Kattien alsó szintáj. — <i>Kattische Stufe. Unterteil.</i> } Középső oligocén — <i>Mitteloligozän</i>
Rupelien felső szintáj. A. — <i>Rupelische Stufe, Oberteil. A.</i> } Középső oligocén — <i>Mitteloligozän</i>
Rupelien felső szintáj. B. — <i>Rupelische Stufe. Oberteil. B.</i> |
|---|--|

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE VON ÓZD—HANGONY— DOMAHÁZA—ZABAR UND UMGEBUNG,

Von Dr. Johann Tomor.

I. Einleitung.

Im Auftrage der staatl. ung. Geologischen Anstalt führte ich in der Umgebung der Gemeinden Hangony—Ózd—Uraj—Jéne—Harmac—Velkenye—Susa—Domaháza—Zabar—Cered usw. geologische Aufnahmen durch. Meine Aufgabe bestand darin, die Umgebung von Hangony—Uraj—Domaháza und Zabar auf Grund von detaillierten Begehungen zu kartieren. Wie ich dies schon in meinem Vorbericht betont habe, halte ich es für unerlässlich, die detaillierte strukturelle Erforschung der von mitteloligozänen Materialien bedeckten Teile des kartierten Gebietes mittels Schürfschächten durchzuführen. Die dem Mitteloligozän angehörenden Tone und sandigen Tone sind sehr schlecht geschichtet. Verlässliche Fallrichtungen können an der Oberfläche nur vereinzelt gemessen werden. Nachdem aber der im Sommer 1940 der teilweisen Mobilisierung unserer Armee eine Arbeiternot geschaffen hat und die Heimgebliebenen in der Landwirtschaft vollauf beschäftigt waren, konnten keine Schürfschächte abgeteuft werden.

Deshalb konnte ich die ganze, mir zur Verfügung stehende Zeit der Kartierung zuwenden. Demzufolge war es mir möglich, während zweier Monate ein Gebiet von ungefähr 250 km² zu kartieren. Die Grundlage der Kartierung bildeten die topographischen Karten 1:25.000 Nr.: 4764/2 von Ózd—Arló, 4664/4 von Rimászécs, 4764/1 von Zabar und das alte Kartenblatt Nr. 4764/1 von Zabar.

Diese Aufnahmen schlossen sich an meine Aufnahmen der Gegend von Arló an. Gegen N setzten sie sich jenseits der Trianonner Grenze bis zur Ebene von Rimaszécs fort, während sie im

W und S das Kartenblatt von Ózd vollständig ausfüllten. Über Zabar, Cered, Medveshidegkút, Ó-Bást, gegen Vecsekló schlossen die bis zu dem Eruptivgestein des Medves-Berges reichenden oligozänen Bildungen das neue Kartenblatt von Zabar fast vollständig ein. Meine Aufnahmen setzte ich auch an dieser Stelle, wie auch jenseits der Trianoner Grenze, fort.

Morphologisch ist für das beschriebene Gebiet charakteristisch, dass es eine gegen W—SW abfallende Hochfläche von Mittelgebirgscharakter darstellt, deren Höhe zwischen 2—400 m wechselt. Sie wird zum Grossteil von tektonisch bedingten, konsequent verlaufenden Tälern zerschnitten. Die höchsten Teile stellen die W-lich von Cered gelegenen Vorberge der eruptiven Teile dar. Die relativ tiefsten Stellen dieser zusammenhängenden oligozänen Tafel sind jene, die sich in gehobener tektonischer Lage befinden. Die weicheren Gesteine der mitteloligozänen Bildungen sind infolge der fehlenden, abradierten härteren oberoligozänen Schichten zu sanften Hängen abgeschliffen. Die vorherrschenden Streichrichtungen sind die NO—SW und NW—SO-lich verlaufenden. Bedeutungsloser sind die N—S und O—W-lich verlaufenden Täler.

II. Geologische Verhältnisse.

Hinsichtlich des stratigraphischen Aufbaues bietet das kartierte Gebiet wenig Abwechslung. Die älteste, an die Oberfläche gelangende Bildung ist weissgrauer, glimmeriger Ton und sandiger Ton, der dem höchsten rupelischen Horizont des Mitteloligozän angehört. Darauf lagert sich, dem untersten kattischen Horizont des Oberoligozän angehörender grauer, gelber und bläulichgrauer mergeliger Sandstein, dem grobkörniger diagonalschichteter Sandstein des oberen kattischen Horizontes folgt.

Vereinzelt tritt, in kleineren lokalen Flecken, als ältestes Glied des Burdigal, Rotton und Schotter auf. Hierauf folgt die Kohlenflöz führende Schichtengruppe des Burdigal. Am W-Rand des kartierten Gebietes beginnen die in der levantinischen Epoche des oberen Pliozän entstandenen vulkanischen Gesteine: Basaltlava, vulkanische Breccie auf Tuff.

Ein bedeutendes Gebiet wird von den, wahrscheinlich im Pleistozän entstandenen Terrassenbildungen bedeckt. In dieser

Epoche entstand die grosse Gebiete bedeckende Braunerde, Ton und Löss. Die jüngste Ablagerung ist durch holozänes Bachgerölle vertreten.

1. Mitteloligozän.

Die älteste, an die Oberfläche ausbeissende Bildung ist der, dem obersten rupelischen Horizont des Mitteloligozäns angehörende graue, weisslichgraue, muskovitglimmerhältige, stellenweise sandiger Ton. seltener stark sandiger Ton. Dieses älteste, an die Oberfläche tretende Glied unseres oligozänen Gebietes ist hinsichtlich der Möglichkeit einer Kohlenwasserstoffakkumulation am bedeutsamsten.

Der zusammenhängende grosse Ausbiss beginnt in der Nähe der Gemeinde Arló, von wo aus er sich gegen N fächerartig verbreitert und durch ein von S ausgehendes Verwerfungssystem umgrenzt ist. Hiedurch ist er auch im O und W ohne Übergang von den oberkattischen Sandstein, ja sogar von der miozänen kohlenführenden Schichtenserie getrennt. Von Arló gegen N fortschreitend fallen die Gemeinden Bolyok, Szt. Simon, Hangony und Ózd in das Gebiet dieser oberrupelischen Zone, N-lich von Ózd verbreitert es sich entlang einer von NO gegen SW streichenden Bruchlinie. Eine ähnliche Bruchlinie begrenzt das Tongebiet neben Hangony in NW—SO-licher Richtung — bis zum Randbruch von Rimaszécs, die Grenzen der Gemeinden Susa, Úraj, Harmac, Jéne und Velkenye bildend.

Das Gebiet ist ungefähr 80—90 km² gross. Es ist bezeichnend, dass bei der Berührung mit den kattischen Sandsteinen — obwohl eine tektonische Berührung nachweisbar ist — doch stellenweise Übergangsgesteine anzutreffen sind. Hier sind die Sandeinlagerungen häufiger und der Ton weniger fett. Diese Erscheinung ist hauptsächlich bei den Berührungsstellen um Arló und Hangony zu beobachten. Die tiefsten, beziehungsweise ältesten Teile der Schichtenserie sind in der Mitte des umgrenzten Gebietes, um Szt. Simon herum und im N ganz bis zur Ebene von Rimaszécs anzutreffen. Dies kann mit den tektonischen Verhältnisse des Gebietes in Zusammenhang gebracht werden. An diesen Stellen bildet die oberrupelische Ablagerung ein fettiges, graues, nach Bitumen riechendes, ausgetrocknet sich schuppig schälenden und in kleine Stücke zerfallendes, schlecht geschichtetes Gestein, das reich an

weissgrauem Muskovitglimmer ist. Stellenweise erinnert die Bildung an den Budaer „Kiszeller Ton“. Sie enthält keine Einlagerungen von Sandsteintafeln. Die Bacheinschnitte schliessen diese Bildung an einzelnen Stellen in einer weit über 100 m betragenden Mächtigkeit auf, doch zeigt sie, trotz des Horizontunterschieden äusserlich einen petrographisch identischen Aufbau. Aufschlüsse sind reichlich vorhanden. Es ist indessen fast ausgeschlossen, an der Oberfläche verlässlich Fallrichtungen zu messen. Der Grund hierfür ist in dem Umstand zu suchen, dass sich der Ton schalenartig, parallel zu den Hängen und Erhebungen schuppig ablöst, sich sozusagen abschält, was Gelegenheit zu Irrtümern geben kann. Tongruben oder grössere Rutsche gibt es wohl — z. B. S-lich von Szt. Simon neben der N-lich von Hangony der Karóhegyes durchschneidenden Strasse und die neben Hangony gelegene Tongrube usw. — doch ist wegen der geringen Zahl zuverlässiger Einfallmessungen die strukturelle Erforschung nur durch Schurfschächte durchzuführen.

Aus der Schichtenfolge kann zweifellos festgestellt werden, dass sandigere Glieder und die Tone mit Sandsteineinlagerungen im S und NW-Teil des Gebietes unbedingt ein höheres, die fettigen, nach Bitumen riechenden Tone hingegen ein tieferes Glied der rupelischen Stufe vertreten. Die Einreihung dieser Schichten ins obere Rupel erfolgte auf Grund der Gleichstellung mit den durch Chefgeologen Dr. Schrétér in Szt. Domonkos und dessen Umgebung kartierten Tönen. Fossilien kamen nur ganz wenige zum Vorschein. Diese waren Schalen- und Echinodermata-Bruchstücke. Darunter konnten festgesetzt werden:

Pecten corneum Sow. var. *denudata*.
Cardium sp.
Nucula sp.
Tellina sp.

Im Schlammrückstand grössere Menge von schlecht konservierte Foraminiferen konnte aufgefunden werden. Häufigere Formen:

Cristellaria sp.
Nodosaria sp.
Nodosaria *cf.* *latejugata* G.
Rotalia sp.

Die in meinem Aufnahmeberichte voriges Jahres erwähnte mechanische Analysen und Kalkgehalt Bestimmungen erwiesen sich

nützlich in der Unterscheidung der zwei Horizonten des oberen Rupels, u. zw. des tonigen unteren und des sandigen oberen Gliedes.

Hinsichtlich der Lagerung konnte festgestellt werden, dass der ganze, ungefähr 80 km lange, zusammenhängende Ausbiss eine zerbrochene Tafel darstellt, was auch durch die stark wechselnden Fallrichtungen erläutert wird. Insgesamt fallen die Schichten aber doch mit einem sanften Fall von 7—15° gegen W—NW ein.

2. Oberoligozän. Unterer Horizont.

Auf die erwähnten Rupeltone lagert sich er dem unteren kättischen Horizont des Oberoligozän angehörende graue, bräunlichgelbe, gelblichweisse und bläulichgraue mergelige, feinkörnige Sandstein. Charakteristisch für seine Verbreitung ist, dass im Slichen Teil des kartierten Gebietes S-lich von Arló eine zusammenhängende Tafel bildet. Diese Tafel steht entlang von SW—NO-lich streichenden Verwerfungen gegen W mit den oberkättischen Sandsteinmengen des Teresznektales, gegen O mit der kohlenflözhältigen miozänen Schichtenserie in Verbindung. Dieses lokale Vorkommen setzt sich gegen Borsodnádasd in einer grösseren zusammenhängenden Tafel fort. Gegen N zu beisst es als Liegendes der oberkättischen Sandsteine, vereinzelt in Bacheinschnitten an die Oberfläche aus. So in den tiefen Wasserrissen der Täler um Domaháza. Es ist beachtungswert, dass die Bildung an der Sohle dieser in den Sandstein eingeschnittenen Täler und Wasserrisse aufgeweicht ist, so dass sie durch ausgelaugtes Eisenhydroxyd rötlichbraun, ja bläulichgrün gefärbt sein kann. Vereinzelt treten auch kleinere (manchmal haselnussgrosse) Glaukonitkongkretionen auf, die das Gestein, wenn sie in grösseren Massen auftreten, fahlgrün färben. Erwähnenswert ist noch, dass die tiefen Bänke des Sandsteines nach dem Schlagen mit dem Hammer Bitumengeruch besitzen.

3. Oberoligozän. Oberer Horizont.

Die grösste Verbreitung besitzt auf unserem Gebiet der der kättischen Stufe des Oberoligozäns angehörende grobkörnige pseudogeschichtete gelbe, braune oder rotbraune Sandstein. Er bedeckt W-lich und SW-lich der Dislokationslinie Hangony—Disznósd grosse Gebiete, ganz bis zu den, an der Grenze des kartierten Ge-

bietes auftretenden Basaltvorkommen von Medves. Charakteristisch für diese mächtige, zusammenhängende Sandsteintafel ist, dass sie zwar stark zerbrochen ist, doch ist die Sprunghöhe der Verwerfungen nur sehr gering. Verwerfungen von 30—50 m sind indessen keine Seltenheit.

Die Schichtung stimmt in je einer grösseren Einheit ziemlich überein. So fallen die Schichten der bei Hangony gelegenen Gruppe Barátfő—Halyágfő- und Golotkafő-Berg alle im allgemeinen mit 10—12° gegen SSW ein, wobei sie von NNW gegen SSO streichen. Die Streichrichtung der den Hangony-Bach umgebenden Gruppe nähert sich schon der O—W-Richtung, jedoch herrscht eine WNW—OSO-liche Streichrichtung vor. Die Tafeln der das Teresznektal bei Disznósd umgebenden Berge weisen eine N—S-liche Streichrichtung auf. Stellenweise weicht die Streichrichtung in NNO—SSW-liche Richtung ab. Um Zabar herum zeigen die Schichten einen verhältnismässig konsequenten Fall gegen W.

Petrografisch weicht dieser Sandstein stark vom kattischen Sandstein ab. Als typisches Sediment seichter Meeresteile zeigt es eine, durch die Wasserstandsänderungen und den Wellenschlag bedingte, charakteristische Diagonalschichtung. Die Farbe der das Gestein aufbauenden feineren und gröberen, stellenweise linsen- bis bohngrossen Quarzkörner ist sehr abwechslungsreich. Am häufigsten treten flachpolierte schwarze, rotbraune und gelbe Stücke auf. Das Bindemittel besteht aus Ton- und Kalkbezug. Der Ton enthält reichlich Eisenhydroxyd, das häufig ausgelaugt ist, und an einzelnen Stellen konzentriert, nicht nur das Gestein rotbraun färbt, sondern stellenweise ganze Schichtentafeln mit einer fingerdicken Limonit-Tonschichte überzieht.

Sie sind leicht von den übrigen oligozänen Gesteinen zu unterscheiden, und bilden hohe steile Felsenwände, aus denen, einem Brollaib oder einem Pilzkopf ähnelnde, härtere Blöcke herausragen. Das Gestein verwittert ausserordentlich leicht, weshalb diese einst sehr hohen Berge fast sichtbar vor unseren Augen abgetragen werden. Die Bacheinschnitte sind tief. 150—220 m tiefe erodierte Täler sind keine Seltenheit. Erwähnenswert ist, dass das in die Tiefe sickernde Wasser die lockereren Schichten auswäscht. Das Gestein gibt deshalb auf Hammerschlag an den meisten Stellen einen stumpfen klingenden Ton. Das Sickerwasser löst an vielen Stellen des Sandsteines die Eisenverbindungen und tritt

dann als eisenhältige Quelle an die Oberfläche. An solchen Stellen überzieht die Quelle Gestein und Pflanzen mit einem blutroten Rostüberzug. Derartige, meist temporäre wasserarme Quellen entspringen hauptsächlich in den seitlichen Wasserrissen des Hangonytales S-lich von Domaháza und in der Umgebung von Disznósd.

Fossilien konnten im kartierten Gebiet keine gesammelt werden, trotzdem ich alle hoch und tiefer liegende Schichten gleichermaßen untersucht habe. Selten sind zwar Querschnitte organischer Überreste zu sehen, doch ist das Muttergestein härter, als ihr Material, weshalb die ganz weichen, tonartigen Teile nicht befreit werden können.

4. Unteres Miozän.

a) *Terrestrische Tone und Schotter.*

Auf die Rupeltone und — an Stellen, wo der oberkattische Sandstein abradiert wurde — in untergeordnetem Masse auf unterkattische Sandsteine, lagert sich in verschieden grosser Flächenausdehnung Rotton und Schotter. Wenn wir auch die südlicheren analogen Vorkommen mit in Betracht ziehen, so erkennen wir, dass dieser fettige, rote, bräunlichrote, stellenweise von weissem Schotter begleitete Ton terrestrischen Ursprunges ist und ein Verwitterungsprodukt der oberkattischen Sandsteine darstellt. Deshalb sind die grössten Flecken an Stellen zu finden, an denen der stark eisenhältige Sandstein vollkommen abradiert wurde, so auf Rupeltonen, die infolge ihrer gehobenen tektonischen Lage der Denudation viel stärker ausgesetzt waren. In geringerer Ausdehnung finden wir sie auch auf den stark abradierten oberkattischen Sandsteinen und den unterkattischen Bildungen. Ihr Ursprung kann auf den Anfang der, am Beginn des Miozän einsetzenden, Festlandperiode gesetzt werden.

b) *Kohlenflözführende Schichtengruppe.*

Auf dem kartierten Gebiet spielt diese Bildung nur eine sehr untergeordnete Rolle. Kleine Ausbisse sind O-lich der Verwerfungslinie von Arló zu finden. Indessen fördern die Kohlengruben von Somsály-Vajács, die schon ausserhalb des kartierten Gebietes liegen, ihre Kohlen aus dieser Schichtengruppe.

Ein kleiner Fleck ist als Überrest des abradierten Miozäns oberhalb der nach Cered führenden Strasse auf der Kuppe des Hangyaberges zu finden. Bedeutsamer ist aber jener kleine Ausbiss, der in der Ortschaft Róna unter der auf das Oberoligozän gelagerten Basaltdecke an die Oberfläche tritt.

5. Pliozän.

(Oberes Pliozän, Levantin.)

An der W-Grenze unseres Gebietes liegt das mit Basalt bedeckte Bergmassiv des Medvesberges, das einen Überrest der vulkanischen Tätigkeit des Levantin darstellt. In den Steinbrüchen der Gemeinde Tajti sind ausschliesslich aufeinandergeschichtete Lapilli- und vulkanische Ascheschichten erschlossen. Zwischen den Tuffen sind vereinzelte 10—20 cm dicke Lavaflüsse gelagert. Hier sind auch sehr schöne vulkanische Breccie und in die Lava eingeschlossene ältere, manchmal oligozäne Gesteintrümmer zu finden.

Gute Aufschlüsse der das oligozäne Massiv des Medvesberges bedeckenden Basaltdecke sind die grossen Aufschlüsse NW-lich der Ortschaften Róna und Vecseklő. Unter diesen sind die Tuffvorkommen am Berghang ebenfalls anzutreffen. Diese Lavadecke schützte den oberkattischen oligozänen Sandstein vor der Abrasion, so dass diese Berge relativ höher sind.

6. Pleistozän.

Die pleistozänen Ablagerungen bedecken ein mächtiges Gebiet. Im kartierten Gebiet sind sie durch braune, tonige Waldböden vertreten, die hauptsächlich die eine Seite der Täler mit einer dicken Decke überziehen. Zwischen Zabar und Cered sind auch mächtige Lössdecken zugegen. Ein bedeutendes derartiges Vorkommen ist im Kenderes-Tal O-lich von Zabar erschlossen. Hier sind die Kalkkonkretionen häufig. Ausserdem kommen *Helix*- und *Pupa*-Überreste ziemlich häufig vor.

Pleistozäne Überreste waren auch bei der Weggabelung der Strasse Domaháza-Meierhof Répástanya und Csobánkötanya W-lich Domaháza in dem sekundären Gerölle bei Strassenarbeiten anzutreffen. Aus diesen tonigen Ablagerungen kamen die Stosszähne, Kiefer- und andere Knochen von *Elephas primigenius* zum Vorschein. Nachdem diese Ablagerung wahrscheinlich ein holozänes Bachgerölle darstellt, ist dieser Fundort ein sekundärer.

Ebenfalls *E. primigenius*-Überreste wurden beim Bau der Strasse neben dem Tóvölgye-Bach am SSO-Fuss des Csurgóbérc-Gipfels gefunden. Auch diese Stoss- und Backenzähne kamen ins städtische Museum von Eger.

Auch die von dem lössartige Gerölle bedeckten Terrassenbildungen sind pleistozänen Alters. Solche sind an einzelnen Stellen entlang des Randbruches von Rimaszécs S-lich von Szt. Simon, hauptsächlich in der Gegend von Velkenye, zwischen Zabar und Cered, insbesondere aber in der Umgebung der Ortschaften Egyházasbást und Vecseklő anzutreffen. Die Ortschaft Egyházasbást ist auf dem hohen terrassenartigen Schottergerölle des Gortvabaches erbaut. Dieses wird durch die jetzt im Bau befindliche Strasse hervorragend erschlossen.

7. Holozän.

Die in den heute noch vorhandenen Bachbetten angehäuften sandig-tonigen Schlammanschwemmungen sind holozäne Ablagerungen. Diese Überschwemmungsprodukte sind auf unserem Gebiet bedeutsam, nachdem die leicht verwitternden kattischen Sandsteineberge hiezu reichlich Material liefern. Es kommt häufig vor, dass sich die Bäche in ihr eigenes Geschiebe einschneiden.

Sandaufschüttungen von bedeutender Mächtigkeit sind im Teresznek-Tal von Disznósd und um Domaháza zu beobachten. Auch die Dörfer sind eigentlich auf Flussgeschiebe erbaut. Deshalb entspricht das aus grösserer Entfernung hingeleitete Quellwasser in sanitärer Hinsicht besser (Domaháza).

Die Geschiebemenge des Hangony-Baches von Domaháza verursacht eine ständige Verlagerung des Bachbettes. Auch das vor nicht allzu langer Zeit gebaute Betonbett ändert nicht viel an dieser Tatsache, nachdem das Wasser die auf Sand gebauten Dämme und Aufbauten einfach unterwäscht.

III. Tektonische Verhältnisse.

(Strukturelle und entwicklungsgeschichtliche Skizze.)

Auf der dem Bericht beigeschlossenen Karte fällt es auf, dass die Rupeltone des mittleren Oligozäns von den wesentlich jüngeren Ablagerungen gleichsam umgeben sind. So im S von einem Streifen unterkattischer Mergel, im O und W durch oberkattische Sandsteinschichten, im SO durch die burdigalische

kohlenführende Schichtengruppe des Miozän, im N durch das alluviale Gerölle der Ebene von Rimaszécs.

Es ist offensichtlich, dass zwischen der Rupeltonzone und den diese umgebenden jüngeren Gesteinen eine tektonische Berührung besteht, d. h. genauer, dass sich die oligozänen Bildungen im Verhältnis zu den östlichen miozänen Bildungen in erhobenem Niveau sind. Gleichermassen erhoben ist der Rupelton an Betrachtung der mit ihm in gleichem Horizont liegenden kattischen Sandsteinen. Auf Grund der beim Abbau der miozänen Kohlenflöze am benachbarten Gebiet gewonnenen Angaben, ist das ganze Gebiet gegen Ende des mittleren Miozän sanft gefaltet worden.

Der auf die denudierten oligozänen Bildungen abgelagerte terrestrische Ton besitzt auf unserem Gebiet eine derart geringe Ausbreitung, dass eine Lagerungsdiskordanz nicht festgestellt werden kann. Die Faltung ist also auf diesem Gebiet nicht mit Sicherheit nachweisbar, ebensowenig, wie die in der attischen Periode, zwischen dem Miozän und Pliozän vor sich gegangene Faltung.

Bei der Ausgestaltung unseres Gebietes haben indessen andere Faktoren eine wesentlich wichtigere Rolle gespielt, als die Faltungen. Diese waren die zwischen dem unteren und mittleren Pliozän vor sich gegangenen rhodanischen Bewegungen, die die Bruchstruktur verursacht haben und auf Grund der stark wechselnden Fallrichtungen eine sehr starke Zertrümmerung der Scholle verursacht haben. Die wichtigsten Fallrichtungen sind die von NW-SO und NO-SW. Bedeutend sind noch die N-S-lichen. Ausser diesen Hauptrichtungen konnte ich noch folgende beobachten: O-W, NNO-SSW und NNW-SSO.

Am bedeutendsten sind auf unserem Gebiet jene Verwerfungsflächen, entlang deren sich das Rupel erhoben hat. Zweifellos nachweisbar ist die den Monca- und Lop-Berg bei Arló trennende Verwerfung, die in NO-SW-licher Richtung die unter- und oberkattischen bildungen begrenzt. Eine parallel zu dieser verlaufende Verwerfung trennt den kattischen Mergel von den burdigalischen kohlenführenden Schichten. Ebenso sicher nachweisbar sind die beiden Verwerfungen, deren eine den Karóhegyesberg von Hángony, deren andere N-lich von Ózd das Szenna-Tal und den Akasztóberg durchqueren. Letztere ist in der Richtung auf Velkenye auch weiter verfolgbar. Beide liegen in der Berührungsebene der rupelischen mit den oberkattischen Bildungen. Ebenfalls nachweisbar

ist die Hauptbruchlinie von Arló-Hódoscsépany, die im grossen und ganzen N-S-lich verläuft und wahrscheinlich eine N-liche Fortsetzung der Bükkszék-Darnó-Linie bildet.

Auffällig ist der scharfe Übergang zwischen dem Niveau der 200—250 m hohen Rupeltonberge und der 60—80 m tief liegenden Ebene von Rimaszécs an der N-Grenze unseres Gebietes. Auch hier haben wir es unbedingt mit einem Randbruchsystem zu tun, das den 350—390 m hohen Trianoner Grenzkamm stufenweise unter die Ebene von Rimaszécs gebracht hat.

Ausser diesen bedeutende Hauptrichtungen können noch zahlreiche kleinere Brüche nachgewiesen werden. Auch die konsequent verlaufenden Fluss- und Bachtäler sind tektonisch präformierte Erosionstäler. Solche sind die Täler der Bäche Teresznek, Hangony, Gyepes, Cselen, im N: Hosszú-, Farkas-, Sajóvárkony und bei Zabar das Mártonkuter Tal. Auf der Karte können wir noch viele parallele derartiger Täler sehen.

Eine Faltungsstruktur konnten im Ton mangels Fallrichtungen bis jetzt noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

IV. Zusammenfassung.

(Praktische Vorschläge.)

Auf Grund der oben geschilderten tektonischen Überlegungen und auf Grund von Analogiefolgerungen ähnelt der Kern unseres Gebietes, die Rupeltonzone, einer tektonischen Elevation, die zwar durch Faltung gehobene Rindenteile darstellt, die aber dann durch die späteren jüngeren Brüche stark zertrümmert wurde.

Der Direktor der Geologischen Anstalt, Dr. Ludwig von Lóczy, betonte wiederholt die Feststellung, dass „ausgehend von aus dem Ausland bekannten Analogien hinsichtlich der produktiven Kohlenwasserstoffakkumulationen in erster Linie jene in gehobener Lage befindlichen tektonischen Grossformen in Betracht kommen können — seien diese nun Aufwölbungen, Schollengewölbe oder Horste —, bei denen die paleogenen Bidungen relativ höher gelagert sind und die Oberfläche gut abgesperrt ist“.

Aus der praktischen Überlegung Dr. v. Lóczy's folgere ich nun, dass auch auf unserem Gebiet das Schwergewicht nicht auf den eventuell vorhandenen gefalteten Formen liegt, sondern auf der Tatsache, dass die rupelischen Bildungen derselben im Verhältnis zu den umgebenden jüngeren Bildungen, als relativ stark

gehobene tektonische Grossformen angesehen werden können, von der eben wegen ihrer gehobenen Lage die jüngeren Sedimente abradiert wurden.

Auf das Vorhandensein produktiver kohlenwassertoffhaltiger Schichten und eventueller Akkumulationen in der Tiefe kann aus dem, als Ölindikation anzusehenden Bitumengeruch geschlossen werden, der an den frischen Bruchflächen des Tones wahrnehmbar ist.

Kohlensäurehältige Quellen sind auf diesem Gebiet in der Gegend von Csernely und in der Umgebung von Borsodnádásd anzutreffen. Die jod- und kohlenensäurehaltigen Heilquellen in der Umgebung von Csiz treten wahrscheinlich entlang des Randbruches Harmaca—Velkenye an die Oberfläche. Ihr Jodgehalt lässt darauf schliessen, dass sie nicht infolge der postvulkanischen Tätigkeit des nahen eruptiven Gebietes entstanden sind.

Es muss noch erwähnt werden, dass nach Angaben der Bevölkerung noch vor 8—10 Jahren am Fusse des Sósberges bei Hangony ein Salzquelle floss, zu dem die Viehe mit Vorliebe zur Tränke getrieben wurden, da sie dort gleichzeitig ihren Salzbedarf decken konnten. Leider habe ich an der angegebenen Stelle ausser einer verschlammten, sumpfigen Quelle nichts gefunden. In deren Wasser war das Cl—Ion nicht einmal in Spuren nachzuweisen.

Auf Grund der oben beschriebenen Erfahrungen wäre es unbedingt nötig, das obere Rupelgebiet durch Schurfschächte näher zu erforschen, um auch die tektonischen Details dieser in gehobener Lage befindlichen tektonischen Grossform mit Sicherheit nachweisen zu können. Das Tempo der Abteufung der Schurfschichte wurde durch Verwendung der eingestürzten tschechischen Schurfschächte, oder eines Teiles derselben, gesteigert werden. Es besteht die Wahrscheinlichkeit, dass sich auf diesem zusammenhängenden, mehr als 80 km² grossen Gebiet die Struktur wiederholt, die wir auf dem S-lich davon gelegenen Gebiet von Bükkszék gefunden haben. Die nahegelegenen Industrieanlagen könnten das gefundene Erdgas an Stelle der wertvollen Kohle ebenfalls hervorragend gebrauchen.

GEOLÓGIAI JEGYZETEK ARANYOSFÜRDŐ ÉS KÖRNYÉKÉRŐL

(Jelentés az 1939 június havában végzett geológiai felvételtől.)

Írta: Dr. Liffa Aurél.

Bevezetés.

A m. áll. Földtani Intézet igazgatósága 1939. év folyamán az Eperjes—Tokaji hegység Abaujszántó s Erdőbénye között elterülő hegyaljai részének a kiegészítő felvételével bízott meg. Miután még a múlt évek felvételeiből kimaradt néhány gerincet és völgyet ez alkalommal részletesen bejártam, az itteni munkát az egy hónapra terjedő idő alatt be is fejeztem. Az igazgatóság erre az időre Takáts Tibor dr. műegyetemi tanársegédet osztotta be mellém, aki a mély völgyektől megszaggatott terület felvételének nemcsak a szellemi munkáját, hanem a felvétellel járó fizikai fáradságokat is a legnagyobb készséggel és buzgósággal osztotta meg velem.

*

Munkaterületünk közelebről meghatározva, az 1:25.000 méretű Z. 12 col. XXIV. DK jelű lap DK-i sarkába esik. Az ezen, valamint a vele É felől határos területen végzett korábbi munkálatokról épúgy, mint a terület geomorfológiai s hidrográfiai viszonyairól is, részletesebben már a legutóbbi jelentésemben számoltam be. Kiegészítésképpen még csak annyit kell itt felemlítenem, hogy újabban éppen Abaujszántó és Erdőbénye, valamint Szerencs—Mád stb. környékén kaolin-, illetőleg tűzálló agyag után való kutatások voltak folyamatban. Ezek eredményei az előző jelentések erre vonatkozó részeiben lelhetők meg.¹

¹ V. ö. Liffa A. Néhány hazai kaolin- és tűzálló agyagelőfordulás geológiai viszonyai. (A m. kir. Földt. Intézet évi jelentése 1936—38. évről.)

Földvári A. Jelentés Sima, Erdőbénye és Szegileng között 1937-ben végzett kaolinkutatásról. (L. u. o.)

A hidrográfiai viszonyokra vonatkozólag pedig megjegyezhető még, hogy a forrásoknak a száma az ez alkalommal bejárt területen levőkkel jelentékenyen megszorodott. Bővizű s igen szépen foglalt források fakadnak a Molyva-hegy tömegéből. Ilyenek a nevezett hegy K-i lejtője tövében, a Lóhalál-völgy kiágazásánál levő ú. n. Dalosok kútja, majd a gerinc közelében felszínre törő Szegénylegény kútja és az attól alig 4—500 m-el É-ra fekvő Hársas-forrás.

A Molyva hegytömeg Ny-i nyúlványain is lelhetők hasonló bővizű források, még pedig a Szivölgy D-i lejtőjén egy, majd ennek közelében a Csipkésen kettő s végül a Galambász nevű hegy É-i völgyében két bővizű forrás. Valamennyien az andezitet takaró lösz-, illetőleg nyirokból törnek a felszínre. Riolittufából fakadó egy-egy forrás a Szokolya s Kerekes hegy között levő völgyben, valamint a Szokolya K-i kiágazásában levő öbölben található.

Geológiai viszonyok.

Területünk geológiai viszonyaira térve, már itt előre bocsáthatjuk, hogy — miként azt az eddigi felvételek alapján várni lehetett — túlnyomóan eruptívus képződményeket találunk kifejlődve. Az üledékek alárendeltebb mértékben, csupán az eruptívumok szélein, vagy azok közvetlen takarójaképpen fordulnak elő.

A) Eruptívus képződmények.

A jelen területen előforduló eruptívus képződmények folytatásai azoknak a nagykiterjedésű kiömléseknek, amelyek innen É-ra egészen a trianoni határig, sőt még azon túl is terjednek, azonkívül pedig területünknel még valamennyire távolabb D-re is folytatódnak.

Több periódusban végbement tömegeerupciók a különböző vulkáni törmelékeken kívül — miként az eddig bejárt területen, úgy itt is — különböző összetételű lávát hoztak a felszínre. Még pedig:

- a) andeziteket és
- b) riolitokat.

valamint e kétféle kőzetnemnek megfelelő vulkáni törmelékeit.

a) Az andezitek: miként eddig, most is a terület túlnyomó részét építik fel. Kiömléseik leginkább takarókat alkotnak, amelyek a gerinceket és lejtőket sokszor igen jelentékeny kiterjedésben borítják. Viszont szép szirtekké merevedett lávaárakat találunk a

Szokolya-hegy déli és a Fekete-hegy Medvelyuk néven ismert részén is, stb. Mind a két helyen az atmoszferikus hatások folytán nagy kőfolyások, sőt kisebb kőtegek támadtak.

Az andeziteket vékony telérek alakjában csupán egy-két helyen találjuk kifejlődve — így az erdőbényei út sáspataki torkolatánál — mikor is a laza hamu-tufát törik át.

Az andezitek itteni előfordulásai ép állapotban többnyire sötét színűek, míg az atmoszferiliák hatásának kitett felületük mállott és szürkészínű. Makroporfirosan kifejlődött alkatrészeik közül szabad szemmel felismerhetők a piroxének és az amfibol. Ez utóbbiak egymáshoz való viszonya hol az egyik, hol a másik alkatrész javára változik. E kőzetek sötét színüket ezeken kívül még az apró és elég sűrűn meglévő ércmikrolitektől is nyerik.

Mínthogy ép féleségeik alkatrészei az amfibol kivételével épek és közepes szemnagyságúak, alapanyaguk szövete pedig elég sűrű, azért anyaguk útburkolási célokra igen alkalmas. Ez idő szerint e területen csupán az Aranyos-völgyben levő, ú. n. Megyei-kőfejtőben fejtik.

Az andezitek e területen való előfordulásainak főbb pontjai: a Nagy-Murga, Molyvás, Galambász, Vajas-tető, Sötétmáj-tető, Gecej-tető stb. De folytatódnak még a lap déli szélén is, hogy azután Tállya s Mád között annál nagyobb területet borítsanak.

Az andezitek során egy igen érdekes kőzetelőfordulásról kell megemlékezni, amely a Szokolya-hegynék a csúcsától kissé délebbre eső lejtőjén lelhető meg. *Az andeziteknek egy bázisos tagja ez, amely kémiai alkata tekintetében már a bazaltokhoz csatlakozik és ásványos összetétele is a bazaltokéval megegyező.*

Kémiai összetételét dr. Szelényi Tibor okl. vegyész-mérnök vizsgálta. A talált eredményeket, valamint a kőzetnek ezekből levezetett rendszertani helyét, a kőzet részletes leírását egy későbbi alkalomra tartom fenn magamnak.

Mínthogy a kőzet egészben véve üde, szövete tömött, igen jól hasítható kockákká, azért útkövezési célokra igen alkalmas, bár még mind ez ideig nem fejtik.

b) *Andezittufák:* Az andezitkitöréseket — miként a távolabb É-ra fekvő területen is — jelelték hamuhullások kísérték. Lerakódásaikat sok helyen, de különösen a hegység szélein, így az Aranyos-völgy mentén levő lejtőkön, továbbá a Hidegpatak több pontján lelhetjük meg. A vulkáni törmelék csaknem kizárólag agglomerátumos tufával képviselt. Ennek igen jelentékeny lerako-

dásai arról nevezetesen, hogy a környéken a magukba zárt bombák méretei — amint azt már a multból ismerjük — igen terjedelmesek. Ilyenek láthatók a Simára vezető út feltárásaiban.

c) A *riolitok*: területünkön az andezitekhez viszonyítva jóval alárendeltebb mértékben fejlődtek ki. Túlnyomóan a terület Ny-i részén léptek fel. Abaujszántónál úgy látszik, mintha a Sátorhegy és É-i nyúlványaival az utolsó riolit-kiömlések véget érnének, hogy helyet adjanak az egyre növekedő andezitkitöréseknek.

Még a Nagy-Murga Ny-i nyúlványain találunk egy-egy riolit-kiömlést. Azontúl azonban nagyobb összefüggő feltörései már csak a lap K-i szélén Erdőbénye közelében figyelhetők meg. A közbenfekvő hegytömeg belsejében már andezitek kiömlései terülnek el, megszakítva egy-két helyen kisebb riolittufa lerakódásoktól.

Az Erdőbénye területén előforduló riolitok egy része likacsos, más része tömött. A *porozus*, likacsos alapanyagba ágyazott alkatrészeket tartalmazó riolit a Kerek oldal és a Rakottyás lejtőin fordul elő. A gerincen viszont, valamint a szomszédos Faragványoson a riolit egészen tömött, rózsaszínű, típusos *fluidális* szövettel. Ez az utóbbi félesége D felé egyre nagyobb méreteket ölt. Hasonló a szövete a Nagy-Murga Ny-i riolit kiömlésének is, színe azonban fehér. Hasonlóképpen fehér a Szántótól Ny-ra fekvő Fejér-hegyen való előfordulása. Míg a még távolabb Ny-ra fekvő Süveges-hegyen lelhető riolit már ismét rózsaszínű, legfelsőbb részeiben pedig *sferolitos* szerkezetű.

A riolit üveges féleségeivel csupán zárványok formájában találok, — mint ahogy azt látni fogjuk — a tufákban.

d) A *riolit-tufák* e területen távolról sincsenek oly mértékben kifejlődve, mint Abaujszántó és Boldogkőváralja tájékán. A hegytömeg belsejében alig, leginkább a hegység szélén található nagyobb és részben összefüggő tömegben. Több minőségben fordulnak itt elő.

a) *Horzsaköves riolit-tufa* alkotja a Szokolya hegy DK-i lejtőjét és az alatta elterülő völgynek a 210 és 269 \pm magassági pontok között fekvő részét. Ez alkotja a völgy talpát is, ahonnan ÉNy-i irányban körülbelül 400 m magasságig húzódik. A lejtő aljában egy kisebb kőfejtőt telepítettek, amelyben az igen jól idomítható kőzetet nagy tömbökben termelik. — Színe majdnem fehér.

E mogyoró-, sőt diónagyságú horzsakő zárványokat tartalmazó tufának *elkóvászott változata* az a kis folt, amely a Szokolya-

hegytől ÉK-re fekvő, 249 ϕ magassági ponttal ellátott nyúlványa tövében telepített gémeskút mellett áll szálban.

β) *Perlit- és horzsaköves riolit-tufa* félesége nagyobb mértékben a Molyva gerincén futó megyei határtól DK-re a 480 és 424 magassági pontok előtt vezető mélyen bevágott szekérút hosszában van feltárva. Különös érdekessége ennek az előfordulásnak, hogy hosszának É-ről számított második negyede elején anyagát ÉK—DNy-i csapásirányú kvarcit erek szelik át, mintegy 1.5—2.0 m összvastagságban.

A Szokolya-hegy csúcsához Ny felől közvetlenül csatlakozó Súlyom-hegy Ny-i gerincén körülbelül a 400-as magassági görbén vezető s mélyen bevágott szekérútban, a perlit- és horzsaköves riolit-tufa, — e vidéken köpornak nevezett — félesége áll szálban. Alig 200—250 m-nyi megszakítással Ny felé megtaláljuk a folytatását, egyrészt a Hidegpatakból a Súlyom-hegy felé ágazó völgyben, másrészt e ponttól alig 200 m-el É-ra fekvő s a Sötétmáj-tető felé ágazó kiöblösödésében.

Ugyanez a tufaféleség áll szálban az erdőbényei sertéslegelőn, valamint a Szokolya-hegy és Rakottyás közötti völgynek a Kerekoldal tövében K-re vezető részében is.

Ezekkel kapcsolatban a riolit-tufának egy rendkívül érdekes válfaját kell megemlítenem. Az Aranyos-völgy É-i lejtőjén az Aranyos-malom közelében andezitre települve, perlit és horzsaköves riolittufa áll szálban. Míg horzsakő-zárványai átlag borsószem nagyságúak, addig a perlitzárványok babszem nagyságuk mellett, ököl, sőt fej nagyságot is elérnek. Sehol az eddig bejárt területen ily nagy méretű perlitzárványokra nem akadtam.

Még az eruptívumok során kell megemlékeznem azokról a kisebb-nagyobb *hidrokvarcit* előfordulásokról, amelyek a posztvulkáni tevékenységnek e helyen meglévő eredményeit képviselik. A kvarcitot vékony erek alakjában — mint már említettük — a lap déli szélén, a 427 ϕ magassági pont alatt vezető mélyútban találjuk kifejlődve. Ennél nagyobb előfordulása az, amely az erdőbényei országút vashídjától D-re fekvő sertéslegelőn lelhető. — Anyaga legnagyobb részben fehér, ritkábban tarka vagy vöröses színű. Ez utóbbi helyen is a tufában fordul elő.

B) Üledékes képződmények.

Területünk üledékes képződményei az eruptivumokhoz viszonyítva jelentékenyen kisebb felszíni kiterjedést mutatnak. Képviseelve vannak a *pleisztocén* és *holocén* lerakódásaival.

a) A *pleisztocén*: lösz és *nyirok* alakjában fejlődött ki. Míg azonban a lösz a hegységhez csatlakozó alacsonyabb dombokat takarja s így Abaujszántó és Hernád közti terület nagy részét fedi, addig a *nyirok* csak az eruptivumok közvetlen közelében, vagy azoknak közvetlen takarója gyanánt fordul elő. Ez utóbbi esetben a hegység belsejében nagyobb összefüggő területet nem borít, hanem leginkább csak kis foltokat alkot. — Anyagában különösen a hegység szélén még könnyen lehet felismerni a kőzetnek egyik-másik még teljesen el nem bontott alkatrészét.

b) A *holocén* területünkön aránylag a legkisebb kiterjedésű. Csupán csak a patakok árterületére szorítkozik és alkot azok szélén, a hegységbe haladva egyre keskenyebb sávokat.

GEOLOGISCHE NOTIZEN ÜBER ARANYOSFÜRDŐ UND SEINE UMGEBUNG.

Von Dr. Aurel Liffa.

Im Jahre 1939 erhielt ich von der Direktion der Geologischen Anstalt den Auftrag, ergänzende geologische Aufnahmen auf dem zwischen Abaujszántó und Erdöbénye gelegenen Gebiet des Eperjes-Tokajer Gebirgszuges durchzuführen. Nachdem ich einige aus den vergangenen Jahren übriggebliebene Berggrate und Täler bei dieser Gelegenheit eingehend untersuchte, konnte ich diese Arbeit innerhalb eines Monats vollenden. Die Direktion teilte mir für diese Zeit den Assistenten der Technischen Hochschule Dr. Tibor T a k á t s zu, der nicht nur den geistigen Teil dieser Arbeit, sondern auch die mit den Aufnahmen verbundene physikalische Anstrengung, die sich auf dem von tiefen Tälern unterbrochenen Gebiet ergab, mit grossem Eifer mit mir teilte.

*

Unser Arbeitsgebiet liegt in der SO-Ecke der Karte 1 : 25.000, Zone 12. Kol. XXIV. SO. Über die schon früher auf diesem, sowie dem gegen N benachbarten Gebiet durchgeführten Arbeiten, sowie über die geomorphologischen und hydrografischen Verhältnisse des Gebietes, habe ich schon in meiner letzten Mitteilung berichtet. Als Ergänzung will ich hier noch erwähnen, dass in jüngstvergangener Zeit eben in der Gegend von Abaujszántó und Erdöbénye, sowie Zeit eben in der Gegend von Abaujszántó und Erdöbénye, sowie Szerencs — Mád usw. Forschungen nach Kaolin bzw. feuerfestem Ton im Gange waren. Die Ergebnisse dieser Forschungen sind im bezüglichen Teil der vorangegangenen Jahresberichten nachzulesen.¹

¹ A. Liffa: Geologische Verhältnisse einiger heimischer Kaolin und feuerfester Tonvorkommen. (Jahresber. d. Geol. Anst. 1936—38.)

A. Földvári: Bericht über die im Jahre 1937 getätigten Kaolinforschungen zwischen Sima, Erdöberény und Szegilong. Ibid.

Bezüglich der hydrografischen Verhältnisse kann noch erwähnt werden, dass sich die Zahl der Quellen mit den auf diesem Gebiet neuerdings erforschten Quellen wesentlich vermehrt hat. Wasserreiche und sehr schön gefasste Quellen entspringen aus dem Massiv des Molyva-Berges. Solche sind die am Fusse des O-Hanges, bei der Abzweigung des Lóhalál-Tales entspringende und „Dalosok kútja“ (Sängerbrunnen) genannte Quelle, sowie die in der Nähe des Grates emporsteigende Quelle namens „Szegény legény kútja“, sowie die hievon kaum 4—500 N-lich entfernte Hársas-Quelle.

Ähnliche wasserreiche Quellen sind auch an den W-lichen Ausläufern des Molyva-Berges anzutreffen. Eine davon am Südhang des Sziltales, in ihrer Nähe, am Csipkés-Berg zwei, und schliesslich im Nordtal des Galambász-Berges noch deren zwei weitere. Alle entspringen aus der den Andesit überlagernden Löss- bzw. Nyirok (-Gebirgslehm)-Decke. Aus Riolituff entspringende Quellen sind im Tal zwischen dem Szokolya- und Kerekes-Berg (eine) und in der Bucht am O-lichen Ausläufer des Szokolya-Berges (eine) anzutreffen.

Geologische Verhältnisse.

Bezüglich der geologischen Verhältnisse dieses Gebietes schicke ich schon hier voraus, dass hier, — wie ja auch auf Grund der bisherigen Aufnahmen nicht anders zu erwarten war, — vorherrschend eruptive Bildungen vorzufinden sind. Sedimente kommen nur in untergeordneter Masse an den Rändern der Eruptiva, oder als deren unmittelbare Decke vor.

A) Eruptive Bildungen.

Die Eruptiva dieses Gebietes bilden die Fortsetzung jener grossen Ergüsse, die sich von hier gegen N bis zur trianonner Grenze, ja sogar über diese hinaus erstrecken und sich ausserdem noch etwas auch über unser Gebiet hinaus gegen S. fortsetzen.

Die in mehreren Perioden stattgefundenen Masseneruptionen, haben ausser den verschiedenen vulkanischen Trümmergesteinen — hier ebenso, wie auf den bereits begangenen Gebieten — Laven verschiedener Zusammensetzung an die Oberfläche gefördert. Diese sind:

a) Andesite,

b) Rhyolithe

sowie den beiden Gesteinsarten entsprechende vulkanische Aschen.

a) Die *Andesite* bilden wie bisher, so auch hier den wichtigsten Anteil am Aufbau des Gebietes. Ihre Ergüsse bilden hauptsächlich Decken, die sich über den Graten und Hängen manchmal in ganz beträchtlicher Ausdehnung ausbreiten. Andererseits finden wir zu schönen Klippen erstarrte Lavaflüsse S-lich des Szokolya-Berges und in dem „Medvelyuk“ genannten Teil des Fekete-Berges usw. An beiden Stellen entstanden durch Einwirkung der Atmosferilien grosse Steinflüsse, sogar kleinere Steinmeere.

In Form dünner Gänge finden wir die *Andesite* nur an einzelnen Stellen ausgebildet. — so bei der sáspalaker Einmündung der Strasse von Erdöbénye, — wo sie den losen Aschentuff durchbrechen.

Die hiesigen *Andesit*vorkommen sind im frischen Zustande meist dunkel gefärbt, während die den Atmosferilien ausgesetzten Oberflächen verwittert und grau gefärbt sind. Von den makroporphirisch ausgebildeten Bestandteilen sind die Pyroxene und Amfibole makroskopisch erkennbar. Das Verhältnis der beiden Bestandteile wechselt bald zu Gunsten des einen, bald zu Gunsten des anderen. Die dunkle Farbe dieser Gesteine entstand ausserdem noch auch zufolge der kleinen, aber ziemlich dicht vorhandenen Erz-Mikrolite,

Nachdem die Bestandteile ihrer wohl erhaltenen Abarten mit Ausnahme des Amfibols frisch sind und mittlere Korngrösse besitzen, dann die Struktur der Grundmasse ziemlich dicht ist, können diese *Andesite* zu Strassenbauzwecken (als Deckmaterial) sehr gut verwendet werden. Abgebaut werden sie derzeit nur im sog. Komitats-Steinbruch im Aranyostal.

Die nennenswerten Punkte der *Andesit*vorkommen auf diesem Gebiet sind: die Berge Nagy-Murga, Molyvás, Galambász, Vajastető, Sötétmáj-tető, Gecej-tető usw. Sie setzten sich indessen auch am S-Rand der Karle fort, um dann zwischen Tállya und Mád ein umso grösseres Gebiet zu bedecken.

Im Zusammenhang mit den *Andesiten* muss ich ein sehr interessantes Gesteinsvorkommen erwähnen, das Südwärts der Spitze, am Südhang des Szokolyaberges anzutreffen ist. *Dies ist ein basisches Glied der Andesite, das sich hinsichtlich seiner chemischen Konstitution schon an die Basalte anschliesst und auch dessen mineralogische Zusammensetzung mit der der Basalte übereinstimmt.*

Die chemische Zusammensetzung des Gesteines wurde von Ing. Chem. Dr. Tibor Szélenyi untersucht. Bezüglich der gefundenen

Ergebnisse, sowie der daraus abgeleiteten systematischen Stellung des Gesteines, sowie seine eingehende Beschreibung habe ich mir für spätere Zeit vorbehalten.

Nachdem das Gestein im ganzen frisch, seine Struktur dicht ist und deswegen sehr leicht in Würfel gespalten werden kann, ist es für Strassenpflasterung sehr geeignet. Trotzdem wird es bis heute noch nicht abgebaut.

b) *Die Andesittuffe*: Die AndesitAusbrüche wurden, wie auch auf den weiter N-lich gelegenen Gebieten, von bedeutenden Aschenfällen begleitet. Ihre Ablagerungen können wir an mehreren Stellen antreffen. So besonders an den Rändern des Gebirges, an den Hängen beiderseits des Aranyos-Tales, sowie an mehreren Punkten des Hideg-Baches. Das vulkanische Trümmergestein ist fast ausschliesslich durch Agglomerattuff vertreten. Die bedeutenden Ablagerungen des letzteren sind deshalb bemerkenswert, weil sie in dieser Umgebung — wie uns das schon von vorher bekannt ist — Bomben von ganz besonderem Ausmasse führen. Derartige Bomben sind in den Aufschlüssen der Strasse nach Sima sichtbar.

c) *Die Rhyolithe* treten auf unserem Gebiet im Verhältnis zu den Andesiten in wesentlich untergeordneterem Masse auf. Sie sind überwiegend im W des Gebietes vorzufinden. Es scheint, als ob die letzten Rhyolithergüsse mit den N-lichen Ausläufern des Sátorberges bei Abaújszántó zu Ende gehen würden, um den stetig anwachsenden AndesitAusbrüchen ihren Platz einzuräumen.

Vereinzelte Rhyolithergüsse finden wir noch auf den W-lichen Ausläufern des Nagy-Murga Berges. Grössere zusammenhängende Ausbrüche sind ausserdem nur mehr am Ostrand der Karte in der Nähe von Erdőbénye zu beobachten. Im Inneren des dazwischenliegenden Bergmassivs sind schon Ergüsse der Andesite vorhanden, die nur an einigen Stellen von kleineren Rhyolithtuff-Ablagerungen unterbrochen sind.

Ein Teil der im Gebiet von Erdőbénye vorkommenden Rhyolithe ist porös, ein anderer mehr dicht. Der in poröser Grundmasse eingebettete Bestandteile führende Rhyolith, kommt an den Hängen des Rakottyás und Kerekoldal-Berges vor. Am Berggrat und am benachbarten Faragványos genannten Berg ist der Rhyolith ganz dicht, rosafarbig, mit typisch *fluidaler* Struktur. Die letztere Abart nimmt an Menge und Ausdehnung gegen S immer mehr zu. Ähnliche Struktur zeigt auch der W-liche Rhyolith-Erguss des Nagy Murga-Berges, doch ist dieser weiss. Ähnlicherweise ist auch das

Vorkommen am Fejér-Berg, W-lich von Szántó, weiss gefärbt. Der noch weiter gegen W, am Süveges-Berg vorfindbare Rhyolith ist dagegen schon wieder rosafarbig und führt in seinen obersten Teilen sphärolithische Struktur.

Glasartige Abarten des Rhyoliths traf ich nur in Form von Einschlüssen an, die, — wie wir das bald sehen werden, — in den Tuffen eingeschlossen waren.

d) *Die Rhyolithtuffe* sind in diesem Gebiet bei weitem nicht in dem Masse entwickelt, wie in der Gegend von Abaujszántó und Boldogkőváralja. Im Inneren des Massivs sind sie kaum, nur mehr am Rand des Gebirges, in grösseren zum Teil zusammenhängenden Massen zu finden. Sie kommen in mehreren Varianten vor.

1. *Bimssteinführender Rhyolithtuff* bildet den SO-Hang des Szokolyaberges und den zwischen den Koten 210 und 269 liegenden Teil des darunterliegenden Tales, sowie dessen Sohle, von wo aus er sich gegen NW bis zu einer Höhe von etwa 400 m erstreckt. Am Fuss des Hanges wurde ein kleinerer Steinbruch angelegt, in dem das sehr gut bearbeitbare Gestein in grossen Blöcken gewonnen wird. Es ist fast ganz weiss.

Eine *verkieselle Abart* dieses haselnuss oder nussgrosse Bimssteineinschlüsse führenden Tuffes bildet jener kleine Fleck, der neben dem Ziehbrunnen am Fusse des mit der Kote 249 bezeichneten NO-lichen Ausläufers des Szokolyaberges ansteht.

2. *Perlit- und bimssteinführender Rhyolithtuff*. Diese Abarten kommen in dem tief eingeschnittenen Karrenweg SO-lich der am Kamm des Molyvaberges nächst den Koten 480 und 424 verlaufenden Komitatsgrenze vor, wo sich entlang des Weges ein schöner Aufschluss befindet. Von besonderem Interesse ist bei diesem Vorkommen, dass dessen Material im zweiten Viertel des Aufschlusses von NO—SW-lich streichenden Quarzitadern durchzogen ist, in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 1.5—2.0 m.

In dem tief eingeschnittenen Karrenweg, der sich auf der 400-er Isohypse des unmittelbar W-lich an den Szokolyaberg angrenzenden Sulyomberges tief eingeschnitten hinzieht, ist anstehend Perlit- und bimssteinführender Rhyolithtuff vorzufinden, der in dieser Gegend als Reibsand angesprochen wird. Seine Fortsetzung finden wir kaum 200—250 m weiter gegen W, einesteils im Tal, das sich vom Hideg-Bach gegen den Sulyomberg abzweigt, andernteils in der von diesem Punkt kaum 200 m gegen N gelegenen, gegen den Sötétmájtető-Berg abzweigenden Ausbuchtung.

Die gleiche Tuffart ist anstehend auf der Hutweide von Erdöbénye, ferner in dem, am Fuss des Kerek-oldal gegen O leitenden Tal zwischen dem Szokolya- und Rakotyásberg vorzufinden.

Anschliessend muss ich noch eine besonders interessante Art des Rhyolithuffes erwähnen. Am N-Hang des Aranyostales nächst der Aranyos-Mühle, überlagert den Andesit anstehend ein perlit- und bimssteinführender Rhyolithuff. Während seine Bimssteineinschlüsse durchschnittlich erbsengross sind, erreichen die Perliteinschlüsse ausser der Grösse einer Bohne auch jene einer Faust, bis Kopfgrösse. Auf dem bisher begangenen Gebiet habe ich nirgends so grosse Perliteinschlüsse angetroffen.

Anschliessend an die Eruptiva muss ich noch jene kleineren oder grösseren *Hydroquarzit*-Vorkommen erwähnen, die an dieser Stelle das Ergebnis der postvulkanischen Tätigkeit vertreten. Wir finden den Quarzit in Form dünner Adern im Hohlweg, unterhalb der Kote 427 am S-Rand der Karte entwickelt. Ein grösseres Vorkommen ist auf der Hutweide von Erdöbénye, S-lich der eisernen Strassenbrücke vorzufinden. Er ist zum grössten Teil weiss, seltener bunt oder rötlich gefärbt. Auch am letztgenannten Ort kommt er in Tuff eingelagert vor.

B) *Sedimente* Bildungen.

Die sedimente Bildungen dieses Gebietes zeigen, im Vergleich zu den Eruptiva, ein wesentlich geringeres oberflächliches Ausbreiten. Sie sind durch Ablagerungen des *Pleistozäns* und *Holozäns* vertreten.

a) Das *Pleistozän* ist in Form von *Löss*- und *Nyirok*- (-Gebirgs-*lehm*) entwickelt. Während aber der *Löss* die sich an das Gebirge anschliessenden niedrigeren Hügel bedeckt und so einen Grossteil des Gebietes zwischen *Abaujszántó* und *Hernád* bildet, kommt „*Nyirok*“ nur in unmittelbarer Nähe der Eruptiva, oder als deren Decke vor. In letzterem Falle bedeckt es keine grösseren zusammenhängenden Flächen im Inneren des Gebirges, bildet also meist nur kleinere Flecken. In seinem Material sind, insbesondere am Rand des Gebirges, noch manche nicht völlig zersetzte Gesteinskomponenten erkennbar.

b) Das *Holozän* besitzt auf unserem Gebiet die kleinste Ausbreitung. Es beschränkt sich ausschliesslich auf die Inundationsgebiete der Bäche und bildet an deren Rändern schmale, gegen das Innere des Gebirges sich immer mehr verjüngende Streifen.

A KASSÁTÓL ÉSZAKNYUGATRA LÉVŐ TERÜLET FÖLDTANI VISZONYAI.

Írta: Dr. Földvári Aladár.

(Jelentés az 1939. évi augusztus és szeptember hónapban végzett
bányageológiai felvételtől.)

Kassától északra a Hernád jobbpartjától kezdtem a terület felvételét és innen haladtam a paleozói képződményeket követve nyugat felé. A terület rendkívül bonyolódott felépítésű, a rétegtani viszonyok felismerését megnehezíti a kövületek hiánya. A kőzetek úgyszólván kivétel nélkül kisebb-nagyobb fokú dinamometamorfózist szenvedtek. A kassai Vöröshegyen és környékén pedig a magnezites rétegsor tekintélyes vegyi átalakuláson ment át. A dinamometamorfózis folytán az egész rétegsor izoklinális palásságot vett fel, az eredeti és a másodlagos rétegzés is délnyugati dőlésű és 40—80°-os dőlésszögeket mutat. A kőzetek csapásiránya tehát északnyugat—délekeleti. A látszólag izoklinális rétegsorban ritkán találunk olyan feltárásokat, ahol ellentétes dőlésirány, vagy ahol az eredeti gyűrődés áthajlásai, antiklinálisai, vagy szinklinálisai jól láthatók.

Nagy szerepet játszanak a kereszttrések, melyek az említett északnyugat—délekeleti formáció határokat különböző szögben keresztezik és a települést erősen zavarják. A kereszttrések a vepor-takaró területén még a permii és triász kori rétegeket is elvetik. A magnezites rétegcsoportban pedig a kereszttrések még a fiatal harmadkori (szarmata?) rétegeket is elmozdították.

Tektonikai nézőpontból a felvett területen két nagy hegyszerkezeti egység mutatható ki. Az északi tag a kárpáti maghegységekre emlékeztet és az újabb tektonikusoktól vepor takarónak nevezett egységet képviseli. A déli tagot Rozlozsnik Pál nyomán szepességi takarónak nevezem. A szepességi takaró a vepor takaróra kimutatható áttolódási sík mentén délről észak felé áttolódott helyzetű. A két hegyszerkezeti egység között körülbelül az a vonal a határ, mely Kassát Kavecsánnyal köti össze.

I. Sztratigráfiai viszonyok a vepor-takaróban.

1. A legalsó tag biotit gránit. A kassai Várhegyen kezdődő vonulata Kavecsány felé húzódik. Kassától északra a Hernád nyugati partján Szentistván felé vezető országút feltárásaiban a biotit teljesen klorittá alakult át, a földpátok elmállottak és a kőzet szétesőfélben van. A gránit legszebb feltárása a Hernád nyugati partján, az említett országút mellett lévő hatalmas kőbányában van, mely csaknem közvetlen a bécsi országhatár mellett fekszik. Itt a Hernád szurdokban vágja át a gránit területet és a Várhegy meredek oldalában folyik a kőbányászat. A kőzet erős dinamometamorf hatásokat mutat. Mikroszkóp alatt az elegyrészek kataklázos szövete, a földpátok elváltozásai, a helyszínen pedig a vastagpados elválási lapok és az ezeket keresztező diaklázisok mutatják a kőzet erős tektonikai igénybevételét. A gránit nagyon hajlamos slir képződésre, színes elegyrészben dúsabb és szegényebb részletek sűrűn váltakoznak. A normális, sötét elegyrészekben gazdagabb és a világosabb aplitos gránit fajtákon kívül a szokásos schizolittelérek is gyakoriak. Pegmatit, aplit és rózsaszínű kvarcit teléreken kívül a kőbánya déli részén biotitdús lamprofir teléreket is találtam. A kőbánya északi részén a Stráznik völgy torkolatánál olyan lamprofir telérek vannak, melyekben az uralkodó színes elegyrész zöld amfibol.

2. Alsópermkori tarka palák sorozata. A kassai Várhegyen, majd Kavecsánytól északkeletre a Szarvacska hegyen, túlnyomóan violásvörösszínű, alárendelten sűrke és világoszöld színű homokospalák következnek a gránit felett. Az alsó rétegek, melyek a gránitra transzgredálnak, durvábbszemű arkóza homokkövek, a magasabb rétegek finomszemcséjű palák. A metamorfózisnak csak csekély nyomát mutatják, inkább csak a homokkövek préseltek. E rétegeket Uhlig karbon: Stur, Rozlozsnik, Zelenka és a felvételi tapasztalataim alapján én is perm-korinak tartom. Zelenka ezeket a rétegeket „vörös sorozat”-nak nevezi.

3. Felsőpermkori fehér, vagy halványrózsaszínű homokkő (kvarcit). A kassai Várhegytől Kavecsányig húzódó vonulatát kereszttrések három különálló részre vágják. Ez a kvarcit homokkő úgy makroszkóposan, mint mikroszkóposan jól megkülönböztethető. Mikroszkóp alatt látható, hogy a túlnyomóan kvarcból álló durvább homokszemeket egy finomszemű kvarcból és muszkovitból álló kötőanyag ragasztja össze. Legszebb feltárásai a Várhegy éles gerincén vannak. E kvarcitokat Lóczy Lajos igazgató az alsó perm-palákra rátolt helyzetűnek tartja. Felfogását két megfigyeléssel tá-

mogathatom. Az egyik az, hogy a Várhegy és Rozpuc csúcs közötti északkeleti mellékgerincen az alsó perm-palák vonulata megszakad és a felső perm-kvarcit közvetlenül a gránittal érintkezik; ezen az érintkezésen kis foltban exotikus helyzetben sárga és rózsaszínű tömött mezozói mészkő darabjai találhatóak. Ugyanilyen mészkövek találhatóak a szepességi takaró áttolódása mentén is, mint azt később látni fogjuk. A másik tény az, hogy a Hadranova hegyen az alsó perm-palák teljesen kimaradnak a szelvényből és a gránitra közvetlenül a felső perm-kvarcit és efelett triász dolomit következik.

4. Szürke színű *dolomit* és sötétszínű bitumenes dolomit (Stinkdolomit) rétegek. Ezekben meghatározható kövületeket nem találtam, csupán néhány bizonytalan algára, vagy briozoa telepre emlékeztető nyomot lehet látni egyes sziklák felületén kimállva. Vékonycsiszolatban néhány kagylóhéj-metszet és kivétel nélkül minden csiszolatban kerek, vagy ovális átkristályosodott foltokat láthatunk, melyek minden valószínűség szerint szerves eredetűek. Helyenkint a kőzet erősen átkristályosodott, világosszürke színű dolomit-márvánnyá alakult. Máshol a budai hegység dolomitjaihoz hasonlóan szegletes darabokra esik szét, ilyen részletekben gyakoriak az olyan lyukacsok, melyek diploporák lenyomatához hasonlítanak. Egyes feltárásokban megfigyelhető a világosszínű és a sötét bitumenes dolomit váltakozása. A kavecsányi szekérút mentén fehér porló dolomit és dolomit-homok is található. Lehetséges, hogy részletesebb vizsgálatok és szerencsés kövület-leletek alapján ezek a dolomitok több szintre lesznek tagolhatók. Kőzettani kifejlődésük szerint az irodalom alapján leginkább a nyugati Kárpátokból leírt középső triász kori dolomitokkal azonosak.

5. A dolomiton kis elterjedésben sárgásbarna színű *márgák*, szürkészínű homokos márgák és barnásszínű homokkövek találhatóak, helyenkint hieroglifaszerű vörösbarna rozsdafoltokkal. Ezeket ugyancsak kárpáti analógiák alapján a reingrabeni palák és lunzi homokkövek foszlányának tartom.*

II. Sztratigráfiai viszonyok a szepességi takaróban.

1. Legelső tag a *fillit* sorozat. Kora bizonytalan, vagy alsó karbonkori, vagy még idősebb. Rendkívül változatos kőzettani ki-

* Szükségesnek tartom itt megjegyezni, hogy 1940–44. években meggyőződtem arról, hogy e rétegek a 2. szám alatt említett alsópermi tarkapalák utólagosan elváltozott módosulatai.

fejlődésű csoport, szericitfillit, grafitos fillit, kloritos fillit, kvarcfillit rétegekből áll. Változatos felépítése ellenére se tudtam e csoportban a különböző tagokat térképen elkülöníteni, vagy szinteket felismerni. Ma is legjobban Rozlosnik Pál aranyidai munkájában tett megállapításával lehet e rétegeket jellemezni, mely szerint: finomabb durvább szemű klasztikus kőzetek regionális metamorfózisa útján keletkeztek. Magam csak annyi újat fűzhetek e megállapításhoz, hogy az eredeti agyagos-finom homokos üledékben helyenként durvább szemű homokkövek és konglomerátumok is voltak. Így Kavecsánytól délre a Strázsa-hegy 553 és 380 m magassági pontja közt a fillitben durvaszemű, erősen préselt homokkő található, mely mikroszkóp alatt nagyon jellemző szöveti képet mutat. Nagy kvarcszeműi rendkívül erősen kitérselt hosszúra nyúlt lencsék, melyeket muszkovit lemezek közelítőleg párhuzamosan elrendezett halmazából álló, szintén hosszúra nyúlt lencsealakú terek választanak el egymástól.

E jellemző szöveti képpel, mely az egészbenvéve nagyobb metamorfózist jelöli, továbbá azzal, hogy a homokszemcsék majdnem kizárólag kvarcok, jól megkülönböztethetők a fiatalabb karbonkori homokkövektől.*

2. A fillitsorozatban telepteléreket és tömzsoket alkotó *zöldkőpalák*, melyek főleg epidot, klorit és földpátból állanak. Ezek anyakőzete valószínűleg diabáz volt. Mikroszkóp alatt látszik, hogy az átalakulás különböző fokán állanak. Egyes feltárások kőzetében az ofitos szövet és az eredeti földpátok maradványa is látszik, másokban az epidotosodás sokkal előbbre haladt. Az eredeti színeselegyrészeknek nyomát se találtam. A zöldkőpalák eruptívus származását nemcsak a mikroszkópi kép, hanem az előfordulási forma is bizonyítja. Így a kavecsányi Herbek csúcsától a kassai Vöröshegyig tektonikai folyamatoktól megszakított, sokszor lencsealakú darabokká kihengerelt, de mégis mintegy 4 km hosszú vonulatban követhető telér van. Ezen a teléren a nyomás folytán keletkezett palásság konkordáns a környező fillit palásságával. Ha azonban a telér észak-északkeletről dél-délnyugat felé húzódó csapását összehasonlítjuk a formáció határok északkelet délnyugati csapá-

* Az 1940—44. évi felvételeim szerint ezek a durvaszemű és homokkőszemű fillitek az alább 5. és 6. szám alatt felsorolt felsőkarbon kori rétegek dinamometamorfózison átment tagjai. Ezek egy ferde tengelyű, áttolódott antiklinális fekvő szárnyában helyezkednek el és a dinamometamorfózisuk az áttolódás miatt következett be.

sával, kiderül, hogy itt nem annyira konkordáns teleptelérrel, mint inkább a környező rétegeket áttörő telérrel van dolgunk.

Bankótól nyugatra pedig egy körülbelül négyzetkilométer nagyságú zöldkőpala tömzsöt találunk.

3. A fillitsorozatban telepteléreket alkotó *porfiroidok*. Eredeti kőzetük kvarcporfir, vagy annak tufája volt. Az átalakulás következtében ma leginkább világoszöldszínű szericites kvarcitalák formájában találhatók. Ilyen az a telér, mely a kavecsányi Herbeiktől a Csermely-völgyet keresztezve Kassa csermelyvölgyi villatelepéig húzódik. A csermelyi villamos végállomástól délre, a völgy déli oldalán vezető erdei út feltárásaiban az üveggyár mögött, valamint a nyaralók mögött lévő kőbánya meredek sziklafalában találhatók a legszebb feltárásai. A telér szeszélyes formája harántvetődések eredménye. A csermelyvölgyi papírmalomtól a villamosvégállomásig húzódó és ott kiemelkedő fillit vonulat kettéosztja a telért, lehetséges, hogy ez a telér kettéágazás szinklinálisszerű település következménye. Mikroszkóp alatt az eredeti szövetnek csak csekély nyomát lehet megtalálni, a kvarc és szericitből álló alacsonyanyagban a porfiros beágyazások, főleg földpátok helye még jól észrevehető. Későbbi vizsgálatoknak kell eldönteni, hogy az ilyen típusú kőzetek nem a kvarcporfir tufájából képződtek-e?

Sötétebb zöldesszürke színű, a zöldkőpalákhoz hasonló, de azoknál szívósabb és porfiros kvarc és földpát beágyazásokat tartalmazó kőzet feltárása van a jahodnai autótút 11.5 km-es kőnél lévő kis kőbányában. Ugyanilyen kőzet található a Jahodna tetőről az Ottilia menedékház felé vezető út keleti oldalán lévő régi kőbányában is. Ezek a kőzetek képviselik a kvarcporfir lágából keletkezett porfiroidokat az előbbi, valószínűleg tufából keletkezett típusal szemben.

A porfiroidok harmadik típusáról, mely a szepességi takaró áttolódási síkja mentén található, később emlékezem meg.

4. Az előbbi kőzetekre rátolódott helyzetben lévő *magnezites* rétegcsoport, mely részletesebben a következő tagokból áll:

a) szürkészínű, át nem alakult krinoideás karbon mészkő,

b) sárgásbarna színű krinoideás kvarcit. Ez a kőzet a kassai Vöröshegyen az előbb említett krinoideás mészkövet helyettesíti, valószínűleg a mészkőből keletkezett utólagos elkovásodás útján.

c) Magnezit.

d) Magnezitfedő, erősen átkristályosodott, vörösbarna-színű vastag pados mészkő és helyenkint dolomit.

e) Préselt krinoideás homokkő és zöidesszürke színű krinoideás pala.

A magnezites rétegcsoportot mint krinoideás karbon fáciest lehet összefoglalni és a dobsinai felsőkarbon rétegek alsó részével párhuzamosítani. Elterjedésük igen korlátozott, a kassai Rozália-temetőtől Bankóig 2 km-nél valamivel rövidebb csapásmenti hosszúságban, mintegy négyzetkilométer nagy területen található a fillit-csoportra rátolva. Tektonikai nézőpontból a szepességi takaró részletpikkelyének tekinthető ez az előfordulás.

5. *Felsőkarbonkori konglomerátum és kvarcos kötőanyagú homokkő* rétegek. A konglomerátum főleg fillit, kvarcit, szürkeszínű kristályos dolomit és kilúgozott szivacsos szerkezetű, világosbarna színű karbonátos kőzet darabjaiból áll. Mivel hasonló karbonátos kőzetek az előbb felsorolt magnezites karbon fáciésben találhatóak, a konglomerátumok és a felettük következő növénylenyomatatos rétegek a magnezites csoportnál fiatalabbak.

6. *Felsőkarbonkori csillámos homokkő*, feketeszínű növénylenyomatatos *pala* közbetelepülésekkel. A növénylenyomatok közt calamites maradványok gyakoriak. Ezeket a rétegeket a dobsinai karbonsorozat felső részével tartom egyidejűnek. Mikroszkóp alatt felismerhető, hogy a homokszemek nagyrésze földpát, elsősorban plagioklász.

Megjegyzem, hogy a Kassai Magnezitgyár külfejtésében, a harmadkori (szarmata?) alapkonglomerátum, egy idősebb konglomerátum legömbölyödött tömbjeit tartalmazza. A tömbök nagysága alapján feltehető, hogy e régi konglomerátum itt szálban álló volt, mint a magnezit-telepeket elfedő takaró kőzet és csupán a harmadkorban erodálódott. Legjobban a szepességi takaró 5. alatt felsorolt kőzetével egyezik, vékonycsiszolatában sok plagioklász szem ismerhető fel. Ennek az egyezésnek rendkívül nagy jelentősége lenne, mert megoldaná a kapcsolatot a magnezites krinoideás karbonsorozat és a fiatalabb klasztikus eredetű növénylenyomatatos sorozat között. Ezt a már *Zelenkától* felvetett problémát, — melyet ő azért nem tudott megoldani, mivel a magnezites krinoideás rétegek és a klasztikus rétegek előfordulási területét a bankói nagy zöldkő tömzs elkülöníti, — a magnezit bányászat munkálatai oldhatják meg. A magnezit fedőjében nyugat felé ezután létesítendő feltárások megtalálhatják a felsőkarbonkori konglomerátum és homokkő szálban álló rétegeit.

7. *Alsópermkori tarka palák és homokkövek.* Ez a kőzetcsoport azonos a veportakarónál 2. alatt említett kőzetekkel. Zelenka megállapításaihoz csatlakozva, ki e kőzeteket sokkal nagyobb területen tanulmányozta, megerősíthetem, hogy Kassa környékén inkább a világoszöldszínű palák és homokkövek uralkodnak. A violaszínű palák azonban Kassától nyugat felé haladva gyakoribbak lesznek. A különböző színű kőzetek váltakozása több feltárásban megfigyelhető, így a Jahodna-tetőn a 13 km. kő tájékán lévő feltárásokban. Utóbbi helyen a mikroszkópi vizsgálat szerint a zöld és violaszínű kőzet közt csupán annyi különbség van, hogy a violaszínű kőzetben igen sok vasoxid szemcse figyelhető meg. A tarka palák legszebb feltárásai a jahodnai autóúton találhatóak. A 6. km. kőtől kezdve egészen az országhatárig úgyszólván végig ezen a képződményen halad az út. Ez a meglepően széles alsóperm palavonulat valószínűleg egy hatalmas szinklinális két szárnya. Az uralkodóan dél-nyugati rétegdőlés a Rákóczi-forrás táján északkeleti dőlésnek ad helyet. A terület további felvételének lesz feladata ezt az ellenszárnyat pontosan térképezni.

A perm palák alján a Köveshát (= Kameny harb) csúcsától délkelet felé húzódó gerincen világoszínű préselt homokkő található. A fekvőjében lévő felsőkarbonkori csillámos homokkő felé csupán az utóbbi nagyobb csillámtartalma alapján lehet többé-kevésbé biztos határt vonni.

III. A vepor és a szepességi takaró között az áttolódási sík mentén fellépő kőzetroncsok.

Az áttolódási sík mentén kisebb-nagyobb foltokban két, kőzet-tani, valamint származási és tektonikai nézőpontból tökéletesen eltérő kőzet előfordulását lehet megfigyelni. Mivel egymással szoros kapcsolatban lépnek fel és legtöbbször az előfordulás nem jól feltárt és túlkicsi, a térképen közös színnel tüntettem fel őket. Megjegyzem azt is, hogy minden előfordulási helyen mindkét kőzet előfordul.

Kétségtelen, hogy ezek a kőzetek a szepességi takaró rátolódása alkalmával kerültek exotikus helyzetükbe, a takaró mozgása által származási helyükről leszakítva, továbbhurcolva és kisebb-nagyobb lencsékévé kihengerelve. A porfiroid magából a szepességi takaróból szakadt le, míg a mészkövek valószínűleg a veportakaró szirtmészkö-vonulatából származnak.

1. Ezüstös fehér *sericites kvarcitpalák*. Mikroszkópi csiszolatban erősen kihengerelt porfiros kvarc és földpát beágyazásokat és az alapanyagban nagyon sok muszkovit csillámot tartalmazó kőzetek. A mikroszkópi kép alapján rendkívül erősen kihengerelt porfiroidoknak tekinthetők. Legjobban a kavcsányi temetőnél vannak feltárva.

2. Fekete, sötétszürke, rózsaszín és sárgaszínű tömött, mikroszkóp alatt aprókristályos *mészkövek*. Kövület nincs bennük, kőzettani alapon mezozói mészköveknek tartom ezeket a mészköveket. Ezen az alapon a szepességi takaró áttolódása az alpi hegyképződés ideje alatt keletkezett.

Megjegyzem, hasonló mezozói mészköfoszlányt találtam a vepor-takaró kőzeteinek felsorolásánál említett rátolódás síkján, melyen a felsőperm kvarcit és triász dolomit az alsóperm pala felett a gránitra csúszott.

IV. Hegységsszéli fiatal lerakódások.

1. A Kassai Magnezitgyár külfejtésében a karbonrétegek felett diszkordánsan *fiatal harmadkori rétegek* következnek. Alsó rétegük az az alapkonglomerátum, melyet a bányászok „pecsarka“ (=összesült kő) néven ismernek. Meszes kötőanyagában fillit, karbonátos kőzetdarabok, valamint annak a felsőkarbonkori konglomerátumnak a darabjai találhatók, melynek sztratigráfiai fontosságáról a szepességi takaró kőzeteinek felsorolásánál 6. alatt megemlékeztem. Az alapkonglomerátum felett agyagos tufás rétegek következnek fehér és világosbarna színű diatomaceás pala közbetelepülésével. Kövületeket nem találtam és így a rétegek korára vonatkozólag csupán annyit lehet megállapítani, hogy a pliocén korszak üledékeinél idősebbek. Ezért egyelőre feltételesen szarmatakorinak tekinteni ezt a rétegcsoportot.

2. Horzsaköves *riolittufa* a Szárazvölgy alsó részétől keletre és nyugatra lévő dombon lép fel két kis foltban. Az egyik folt a kassai „Homokos“ (=Piszekes). Az itt bányászott riolittufát mint kőport árusítják Kassán. A másik előfordulás a Szárazvölgy keleti oldalán Kavcsány felé vezető út alatti lejtőn van. Ezekről távolabb, Kassáról a magnezit külfejtések felé vezető úton, a 301. magassági pont mellett lévő keresztől délkeletre ugyancsak riolittufa található, a riolittufa alatt pedig alapkonglomerátum. Ez az alapkonglomerátum az 1. pont alatt említettel azonos és így az alapkonglomerátum és a riolittufa kapcsolata alapján utóbbit is szarmatakorinak tartom.

3. Pannonkori homok és agyagrétegek a dombok Hernád felé eső lejtőin találhatóak. A felvett területen kőületeket nem tartalmaznak, iszapolási maradvékukban az alaphegység kőzeteinek törmeléke ismerhető fel.*

4. Pliocénkori kavicstakaró fedi sok helyen a Csermely-völgytől északra lévő fillitdombokat. Ez a kavicstakaró még a tengerszint feletti 400—450 m. magasságig is felnyúlik.

5. Morfológiailag nagyon jól felismerhető a kassai javítóintézetől a Várhegyig húzódó *terrasz*, melyen ugyancsak kavicstakaró van. Ez 250 m. minimális tengerszintfeletti magasságú, tehát legalább 40 méterrel magasabban fekszik a Hernád alluviumánál.

6. Rendkívül érdekes az a régi forrás feltörés, melynek homokos *mész*lúfával borított kúpját Lóczy Lajos igazgató fedezte fel igazgatói ellenőrző látogatásán. Ez a forrásfeltörés közelítőleg a szepességi takaró áttolódási síkja mentén van. Valószínű, hogy a Lajos-forrás pleisztocénkori elődjének feltörési helyét mutatja.

Hasznosítható anyagok.

A könnyebb áttekintés végett az ásványelőfordulásokról és azoknak az eruptívus-kőzetekkel való összefüggéséről térkép-vázlatot készítettem. Az egyes lelőhelyeket sorszámmal jelöltem. Ezekre a számokra az alábbi leírásban minden előfordulásnál hivatkozom. A lelőhelyeknél a sorszám mellett kettős tört alakjában feltüntettem a paragenézist. A tört felső sorában a hasznosítható ásvány, vagy ásványok, a középső sorban a kísérő meddő ásványok, végül az alsó sorban a mellékkőzetet tüntettem fel. A használt rövidítések:

He = hematit	Kalkop = kalkopirit
Li = limonit	Ac = aktinolit (= azbeszt)
Si = sziderit	Kv = kvarc
Pi = pirit	Carb = karbonátok
Ma = malachit	Alb = albit
Te = tetraedrit	Mn = mangánoxid
Mg = magnezit	

A) Ércék.

1. Bankói rézérc előfordulás (mellékelt „Kassakörnyéki ásvány előfordulások“ térképen 16. számmal jelölve.) Mellék-kőzet a szepességi takaró kőzeteinél 5. alatt felsorolt felsőkarbonkori konglo-

* Az 1940—44. évi felvételek alapján az itt pannoni korinak tartott rétegekről kiderült, hogy azok csupán agyagos lejtőtörmelékek és így a térképen is „lejtőtörmelék“ = „Gehängeschut“, színével jelölöm az előfordulásokat.

merátum és homokkő. Ebben karbonátos-kvarcos erek találhatóak. A hányókon talált darabok szerint ezek az erek pár cm. vastagságúak és pirit, limonit, sziderit, kalkopirit, malachit tartalmúak. Az érc fél cm-nél nem nagyobb behintett szemcsékben található. A pirit sokszor jól fejlett pentagondodekaedres kristályai futtatási színeket mutatnak, úgyhogy színük a kalkopiritéhez hasonlít. Savakkal kezelve azonban a futtatási színek eltűnnek és a pirit jellemző aranysárga színét látjuk. A telérkvarcban található romboéder lenyomatok, melyek falán több-kevesebb limonit bevonat található, ezek sziderit, vagy ankerit után keletkeztek. A földalatti feltárásokban a légaknánál a feltörések táján láttam néhány vékony kvarceret, ércet azonban sehol sem láttam a bányajárható részein. Valószínűleg a tömedékelt tárók vezettek az érces fészkekhez. A mellékelt térképvázlaton feltüntettem azt a területet, melyen a bányászkodás bármily nyoma, hányók, vagy kutató-gödrök stb. felfedezhető volt. Mindezeket a nyomokat egyenként feltüntetni nem lehetett, mivel az 523 magassági pont gerincén úgyszólván minden talpalatnyi helyen kutató-gödrök vannak. Felmértem a hozzáférhető földalatti feltárásokat is. Ezek a térképvázlat szerint a tárónyílás és egy szellőztető akna között helyezkednek el. A táro egy része víz alatt állott. Látogatásom után a tárót lezárva a vizet felduzzasztották és a földalatti forrásokat a kassai vízvezetékbe kapcsolták. Eszerint feltáró munkálatok esetén a bányát ma csak a légaknán keresztül lehet megközelíteni. A térképvázlatból látható, hogy a bányászkodás mintegy 600 m hosszú és 30—100 m széles területen folyt. A hányók és a megmozgatott anyag tanúsága szerint komoly bányászatot folytattak. Viszont a szegényes ércnyomok és hosszú meddővágatok alapján ezt az ércelőfordulást nem tartom művelésre érdemesnek.

2. Ugyanebben a felsőkarbonkori konglomerátumban a bankói autótút mentén nyitott kőbányában is vannak ércnyomok. (Áttekintő térképvázlat 15. számú lelőhely.) Itt a kvarcos karbonátos erekben fakóérc nyomait találtam. Ez a fakóérc réz, antimon és vastartalmú. A kőzet repedésein kevés mangánoxid is található.

3. A Jahodna-tető körüli rézérc kutatásokról külön részletes térképvázlatot készítettem. (Áttekintő térképen 17. lelőhely.) Mellékkőzet a szepességi takaró kőzeteinél 7. alatt felsorolt alsópermokori pala. A kvarc-karbonátos fészkek ércei a hányókon talált darabok szerint: pirit, limonit, sziderit, malachit, tetraedrit. A malachitnyomokban azurit is van. A kvarcban romboéder lenyomatok,

melyek limonittal töltődtek ki, jelölik az elmállott sziderit kristályokat. A tetraedrit réz, antimon és vastartalmú. Ugyanennek az ércelőfordulásnak a folytatását tárhatták fel abban a két táróban, melyet ugyancsak az alsóperm palákban nyitottak a kassabélai út mellett, közvetlenül a bécsi országhatáron. A tárók nyílása még magyar területen van, az alsó táróban annyi víz van, hogy nem lehet bemenni. A Jahodna-tető körüli ércelőfordulást művelésre nem tartom érdemesnek, mivel a hányókon talált darabok nagyon ércszegények.

4. Az áttekintő térképlapon 13. számmal jelölt ponton az Aurora-völgyben gyürt fillit rétegekben apró pirit behintések találhatók.

5. A Csermely-völgyből kiágazó Szöllös (= Vinyina) árok porfiroidjában az áttekintő vázlat 14. számú lelőhelyén pirit hexaederek találhatók. A hexaederek élhossza az 1 cm-t is eléri.

6. Az Aurora-völgy torkolatánál és az azt keletről kísérő meredek zöldkőpala sziklatarajon repedések mentén vékony ásványerek találhatók. (Az áttekintő térképvázlaton 19. számmal jelölt lelőhely.) Itt a zöldkőpala összerepedezett szikláiban pirit-szemcsék találhatók kvarcerekben. A hasadékok üregeiben azonkívül pár mm-es nagyon szépen kifejlődött albit-kristályok is vannak, ahol megfelelő hely nem állott rendelkezésre, az albit vékony zsinórokat alkot a kőzetben. A patak medrében lévő sziklákon 1—2 mm-től 10 mm-ig kivastagodó erekben halványzöld színű rostos ásvány található, mely a mikroszkópi vizsgálat szerint aktinolit azbeszt. A kis mennyiség és az aktinolit-szálak kurtasága miatt az előfordulásnak csak elméleti jelentősége van.

7. Hematit-előfordulás a Jahodna-tetőről az Ottila-menedékház felé vezető út nyugati oldalán lévő zöldkőpala kőbányában (áttekintő térképvázlat 10. számú előfordulás). A zöldkőpala üregeiben pár mm vastag hematit kitöltések vannak, helyenkint elég jól kifejlett kristályokban. Másrészt a kőzetet átjáró repedések mentén pár mm vastag hematit csuszamlási vérték találhatók.

8. Az áttekintő térképen 8, 9 és 12 számmal jelölt ércelőfordulások a gránittal, vagy annak telérközeteivel kapcsolatosak. Gyakorlati nézőpontból egyáltalában nem számottevők, elméleti nézőpontból az ércek keletkezésére vonatkozólag fontos felvilágosításokat nyújtanak. Mindenekelőtt megemlítem, hogy úgy a gránitban, mint az aplitban és a lamprofirtelésekben pár mm nagyságot

clérő pirit behintések találhatóak. Ezek a szilikát olvadékból különültek el, tehát magmatikus eredetűek.

Más elbírálás alá tartoznak azok a hematiterek, melyek a gránitban lévő aplit-telérekkel állnak összefüggésben. A mellékelt fényképen látható, hogy a gránitban lévő aplit-telér szegélyén összefüggő erekben lép fel a hematit (l. 1. ábra). Az aplit-tal való érintkezésnél a hematit-erek behálózzák az aplit kisebb-nagyobb részeit, úgy, hogy a kőzet hematitos kötőanyagú aplit breccsának látszik. A határfelülettől távolodva, a hematit mennyisége nő, végül pár mm vastag tiszta hematit ér keletkezik. Mikroszkóp alatt azonkívül vékony karbonát-erek is látszanak az aplitban. Kétségtelen itt a hematit-előfordulás összefüggése a gránit savanyú magma-maradékával, másrészt az is, hogy az aplit-telér megszilárdulása és összerepedezése után keletkezett a hematit. Körülbelül a következő módon játszódhatott itt le a hematit-képződés: az utolsó savanyú magma-maradék megszilárdulása és a kihüléssel kapcsolatos összerepedezése után kristályosodott ki a hematit. Ez az előfordulás további adatot szolgáltat azoknak a geológusoknak a nézetéhez, akik a szepességi ércteléreket intrúziós eredetű kőzetekkel hozzák kapcsolatba. A kvarcos-karbonátos telérekkel való kapcsolatot kiemelik az aplit repedéseiben látható mikroszkópos nagyságú karbonát-erek. Ezek azonban a megvizsgált kőzet-példányokban a hematittól elkülönítve lépnek fel és így lehet, hogy nem a hematittal egyidőben keletkeztek.

Az áttekintő térképvázlat 9. számú lelőhelyén a hematit gránit-sziklák felszínén kimállva található.

Az eddig leírt ércelőfordulások gyakorlati nézőpontból jelentéktelenek. Az egyedüli bányászatilag is értékes ércelőfordulás az alább következő:

9. Potoki völgy vasérctelepe (áttekintő térképlap 11. számú lelőhelye.) Ez az ércelőfordulás a rendszeresen felvett területről kiesik, mégis a kezemhez jutott ércdarabok miatt soronkívül felkerestem. Az előfordulás térképezése és a környék felvétele a következő évre maradt, de az előfordulás teleptani viszonyairól már most beszámolhatok.

Az érctelep a határmenti Vashegycsúcs és Felsőtökés község közötti hatalmas amfibolit-törmzs szélén keletkezett. Ez az amfibolit-törmzs kőzettani nézőpontból nem egységes, szemcsenagysága és az elegyrészei is változnak. Egészbenvéve amfibolitnak nevezhető, azonban a törmzs különböző részein többféle amfibolit fajta talál-

ható. Az amfibolit helyenkint megtartotta eredeti szövetét és ebből megállapítható, hogy dioritszerű intruziós kőzet volt. E diorittömzs és az őt takaró fillit és homokkőrétegek határán keletkezett a fillittel konkordáns dőlésű teleptelér. A fillittel való kapcsolata jól látható, helyenként a pala vállapjai ércesedtek el. Eszerint a diorittömzs szolgáltatta az ércesoldatokat, melyek érctartalma a takaró fillit repedéseiben rakódott le.

A következő év legfontosabb bányageológiai feladatának tartom a diorit (= amfibolit) tömzs térképezését, mert a köpenyszerűen övező fillitekben sejtem az ércelőfordulásokat. A térképezés után megbecsülhető lesz az ércesedés nézőpontjából számbavehető terület.

Az ércesedés az áttekintő térkép 11. lelőhelyén mintegy 50 m hosszúságban követhető. A telér hematitdús része mintegy 1.5 m vastag. A kvarcos karbonátos telér főérce a hematit. Ezenkívül kisebb szemcsékben alárendelt mennyiségben pirit, sziderit, limonit, kalkopirit is van benne. A telér hematitdús részének összetétele dr. Vogl Mária elemzése szerint:

Fe_2O_3 81.35% (fémvasra számítva Fe 56.90%), a vizsgált mintában réz nem volt.

10. Ugyanezzel a diorit-amfibolit tömzzsel áll összefüggésben az áttekintő térképvázlat 18. ásványlelőhelye. A Vashegy gerincén (mely egyúttal a bécsi országhatár) heverő telérkvarc-darabok ezek, melyekben a kimállott sziderit helyén limonit található.

B) Magnezit előfordulások.

1. A kassai Vöröshegy-környéki magnezit-előfordulások (áttekintő térképlap 1—5. lelőhelyei). Gyakorlati tekintetből rendkívül fontos a kassai Vöröshegyen kezdődő északnyugat felé csapó magnezit vonulat, melyet harántvetődések több izolált lencsére bontottak. Ezeket az előfordulásokat egészen részletesen kellett felvennem, mivel az aránylag jó feltárásokban sok olyan finom hegyszerkezeti megfigyelés volt végezhető, melyre a terület más részein nem volt lehetőség. A sok apró részletet az 1:25.000 térképlapon nem lehetett feltüntetni, ezért a mellékelt részletes térkép adataira utalok. E részletes térkép alapján rajzolt szelvényekből kitűnik, hogy a rétegsorozat redői pikkelyesen egymásra tolódtak, a magnezittestek a pikkelyek áttolódási síkján keletkeztek, tehát teléreknek tekinthetők. Azonban a magnezitesedés nemcsak az áttolódási siko-

kat érte, hanem a környező mészköveket is metasztatikusán átalakította, de az eredeti rétegzés nyomait meghagyta. Ott, ahol a magnezitesedés a legerősebb volt, az eredeti rétegzés eltűnt és a magnezit az eredeti csapásirányra merőleges, közelítőleg függőleges padosságot mutat. A magnezitesedést vasas oldatok feltörése is kísérte. A részletes térképen feltüntettem néhány helyen az áttolódási síkok mentén vasoxiddal átítatott részeket. Ilyen vasoxiddal megfestett részletek a magnezitben is számos helyen előfordulnak. Tehát a térképen feltüntetett magnezit-előfordulások nem teljes egészükben iparilag hasznosítható magnezitek. A magnezit fejtésénél állandóan vizsgálni kell a fejtett anyagot, akár csak a bauxit bányászatnál. Rendkívül érdekes az, hogy a magnezit fekvőjében lévő tömött krinoideás karbon mészkő nem alakult át magnezitté. Valószínűnek tartom, hogy éppen a tömörsége akadályozta meg a magnezites oldatok behatolását e mészkőbe. Az átalakult mészkőrétegek vagy durvább szemű krinoideás mészkövek lehettek, vagy erősen repedezettek voltak és ezért alakultak át magnezitté. A magnezitet fedő mészkő durvaszemcséjű, átkristályosodott és vasoxiddal átítatott.

Mindezeknek a kőzeteknek vegyi és kőzettani vizsgálata folyamatban van.

A magnezitet helyenként keresztül-kasul járják a diaklázisok mentén elhelyezkedő fehér kvarcerek. Az ilyen részleteket a bányászat kikerülte. Mindenesetre a magnezit, vaskarbonát és kvarc együttes előfordulása, nagyon közeli vegyi rokonságba hozza a magnezit-telepeket a szepes-gömöri érchegység kvarcos karbonátos vasércfeléreivel.

Feltűnő, hogy a Vöröshegy környéki erős magnezitesedés közvetlenül a bankói nagy zöldkőpala (= diabáz) tömzs szélére esik. Lehetséges, hogy a magnezitesedést okozó termák magnezit-tartalmának a forrása ez a magneziumdús kőzet volt. Sőt a többi kisebb kassakörnyéki magnezit előfordulás is zöldkőpala telér közelében van. Jól látszik ez az áttekintő térképvázlaton, ahol a 6. és 7. számmal jelölt magnezitelőfordulás a Vöröshegytől a kavecsányi Herbek csúcsig húzódó zöldkőpala telér mentén helyezkedik el.

Az egyes magnezit-feltárások leírása a következő: Vöröshegy szélső keleti feltárásában (áttekintő térképlapon 1. lelőhely) a magnezit alatt préselt homokkő van, a magnezitre viszont egy átbuktatott fillitredő következik. Lásd 2. ábra. A fillitredő alatt tektonikai breccsa van, mely dél felé 70°-al dől. E feltárás magnezitmennyisége cse-

kély. Települési viszonya az A—B szelvényen látható. Az előbbi-től haránttöréssel elválasztva az áttekintő térképvázlaton 2. számmal jelölt magnezit lelőhely található. Ezt két hatalmas tölcseralakú feltárásban lehet tanulmányozni. Az egyik 13 m, a másik 17 m mély, az utóbbi közepén még egy 12 m mélységű kisebb belső tölcser is van, úgyhogy teljes mélysége 29 m. A magnezit-test két áttolódási sík közt helyezkedik el, fekvője felé préselt homokkő, fedőjében pedig az áttolt fillit található. A magnezitet sok helyen vasoxid itatja át, helyenként valóságos kalcitos limonitrétegek vannak. Ezek a vasoxidos helyek forrásfeltörésekhez hasonlítanak. A nagyobbik tölcserben a vasoxidos réteg meredek szárnyú redőt alkot. A magnezitben is vannak áttolódási síkok, ezekben közbepréselt keskeny fillitréteg található. Ilyen van pl. a nagyobbik feltárás belső tölcserének keleti oldalán. A feltárásoktól északnyugatra folytatódik a magnezit, ismét haránttörésekkel elvetve. Ezután következik az áttekintő vázlaton 3. számmal jelölt legnagyobb vöröshegyi magnezit-előfordulás. A nagyjából háromszög alakú előfordulás sziklái karsztosodás nyomai mutatkoznak. A többi kisebb magnezitfolt helyzete a térképen látható. A magnezitvonulat itt nagyobb harántvetődés mentén megszakad. Folytatását az áttekintő térkép 4. számú előfordulásánál találjuk meg az 1:25.000 térkép 360 m dombján. Itt a fekvő krinoideás mészkő és a fedő vörösbarna mészkő között helyezkedik el a magnezit. Harántvetődések mentén közbecsippelt és kipréselt fillitfoszlányok találhatóak a magnezit és fekvő mészkő között.

Ismét nagyobb harántvetődés után következik a Kassai Magnezitgyár 43 m mély külfejtése. A fekvő fillitre rátolva következik a magnezit. A magnezit és fillit közt helyenként megtalálható a fekvő krinoideás mészkő. A vörösbarna fedőmészkő vastag padjai felett diszkordánsan harmadkori alapkonglomerátum és diatomaceás pala közbetelepülésekkel agyagos tufás rétegek települnek. A harmadkori rétegeket 5 harántvetődés különböző magasságú részletre tagolja. A magnezitfejtés északi és déli része közt a kvarcerekkel átjárt magnezitet nem fejtették le, hanem az magas választófalat alkot.

Egészbenvéve azt látjuk, hogy a magnezites rétegcsoport egy főáttolódási sík mentén meredek pikkelyként az előtte északkeletre lévő gyúrt fillitcsoportra van rátolva. A vonulat délkeleti végén a fillitcsoportra rátolt magnezites rétegek maguk is több részletpikkelyben tolódtak egymásra.

A haránttörések a magnezit-vonulatot három nagyobb egységre bontják. A magnezit-vonulattól délnyugatra lévő további szerkezeti tagok ismeretlenek. Csupán a Vöröshegyen látható, hogy a magnezit-vonulattól délnyugatra egy, a magnezites rétegcsoportra rátolt fillit fekvő-redő következik.

Még két kisebb magnezit-előfordulás van Kassa környékén. Egyik a bankói erdei út mellett (áttekintő térképlapon 6. számú előfordulás), ahol fillit között kvarc-, magnezit- és dolomiterekből álló pár m nagyságú fészek található. Minősége és mennyisége miatt iparilag nem használható.

Az áttekintő térképlapon 7. számmal jelölt előfordulás a kavecsányi Herbek-csúcs déli oldalán van. Néhány m nagyságú magnezitlencse van a fillit között. Ez az előfordulás nagyobb vetődés mentén fekszik. A leválasztásra préselt magnezitkristályokat vékony fekete szenes pala választja el egymástól, vagyis itt tipikus pinolit magnezittal van dolgunk. Bányászati nézőpontból ez az előfordulás kicsi.

Hidrológiai viszonyok.

Csupán két fontosabb kérdésre szeretnék itt kitérni. Az egyik a Kavecsánytól keletre vezető Sztráznik-völgy forrásvonala. Itt a gránit és a triász kori dolomit érintkezésén utóbbiból rendkívül bővizű források törnek fel. Ezeket — bár vizük előreláthatólag kemény — Kassa későbbi megnövekedő vizellátásának a fedezésére lehetne használni.

A másik a kassai szénsavas, kénes Lajos-forrás földtani viszonyainak kérdése. Ez a forrás közvetlenül a Hernád partján, a Hernád alluviumából tör fel. A Hernád parton a forrás közelében több helyen állandóan gázbuborékok szállnak fel. A földtani térkép szerint a forrás a Hernád törésvonalán jön felszínre. Vizét az alluvium alatt lévő repedezett triász dolomitból kapja, erre mutat vegyi összetétele. A triász dolomit a forrástól nyugatra mintegy 200 m-re meredek falban felszínen is van. Kétségkívül a Várhegy dolomitjának mélyebbre zökkenet folytatása ez az előfordulás. Az a vetődés, mely ezt a lezökkenést okozza, a Szárazvölgy északnyugat—délnyugati nagy áttolódásának folytatásába esik és a vetődés alluviummal eltakart meghosszabbításában van a Lajos-forrás. A forrás gázai minden valószínűség szerint a Hernád keleti partján fiatal harmadkori rétegekkel letakart harmadkori vulkáni képződményekből származnak. Ezek a gázexhalációk a hernádi törésvonalon szállnak fel és

ott keverednek a dolomitból jövő vízzel. Kétségtelen az is, hogy a Hernád alluviumába beszivárgó Hernád víz a forrást hígítja és esetleg szennyezheti is. Ezért tanácsos lenne a forrás vizét lehetőleg már a dolomitban felfogni és a Hernád alluviumából származó víztől teljesen elzárni. Ez a forrás Kassa város egyik legértékesebb természeti kincse, fejlesztése és szélesebb körökben való ismertetése általános érdek. A város vezetősége és az erdészeti hivatal mérnökei már eddig is végeztek munkálatokat ebben az irányban. Így pl. a Lajos-forrás parkjának nyugati szélén, a Hernádtól távolabb készült egy szivattyús kút, mely ugyanolyan ásvány-vizet szolgáltat, mint a Lajos-forrás. Annak a kérdésnek eldöntésére, hogy ez az újabb kút töményebb és tisztább (keveretlen) vizet szolgáltat-e, vegyvizsgálat szükséges. Nagyon fontos lenne a forrás közelebbi és távolabbi környékének részletesebb földtani vizsgálata. Így elsősorban a Hernád balpartjának részletes földtani felvétele, a harmadkori vulkáni kőzetek térképezése és néhány fúrás mélyítése annak a kérdésnek eldöntésére, milyen mélyen található a dolomit és egyéb idősebb kőzetek a Hernád alluviuma alatt. Nagyon fontos Lóczy Lajos igazgató által az ellenőrző látogatása alatt felfedezett régi forrásfeltörés. Ez a régi forrásnyom igazolja a feltevésemet, mely szerint a Lajos-forrás keletkezésénél a szepességi takaró áttolódási síkjának, illetőleg a folytatásában lévő és a triász kori dolomitot ért törésvonalnak szerepe van. Mellékelten közlöm a forrásvíz Stollár Gy. által végzett elemzését és egy előzetes vízvizsgálatot, mely a Közegészségügyi Intézetben készült. Ezek átengedéséért Kassa város erdészeti hivatala vezetőségének tartozom köszönettel.

I.

1 liter vízben van:

Magneziumkarbonát	0.5610 g
Kalciumkarbonát	0.5251 g
Nátriumkarbonát	0.4220 g
Káliumkarbonát	0.1282 g
Stronciumkarbonát	0.0303 g
Ferrokarbonát	0.0081 g
Nátriumklorid	0.4644 g
Lithiumklorid	0.0088 g
Magneziumjodid	0.0001 g
Stronciumszulfát	0.0332 g

Aluminiumszulfát	0.0051 g
Kalciumfoszfát	0.0030 g
Nátriumborát	0.0013 g
Hidrogénszilikát	0.0574 g
összesen:	2.2487 g
Félg kötött és szabad szénsav . . .	1.0606 g
Kénhidrogén	0.0032 g
Hőmérséklet: 10° C.	

II.

Előzetes vizsgálati eredmény:

Csiraszám: 0

Coli bacillus: 0

Összes szilárd alkatrész: 1884 mg/l

Oxigénfogyasztás: 0.56 mg/l

Klorid: 287 mg/l

Nitrát: 0

Nitrit: 0

Ammonia: erős nyom.

Alkalinitás: 20.1 cm³ n/10 HCl

Összes keménység: 58.1 németfok

Szulfát: sok

Vas: igen gyenge nyom.

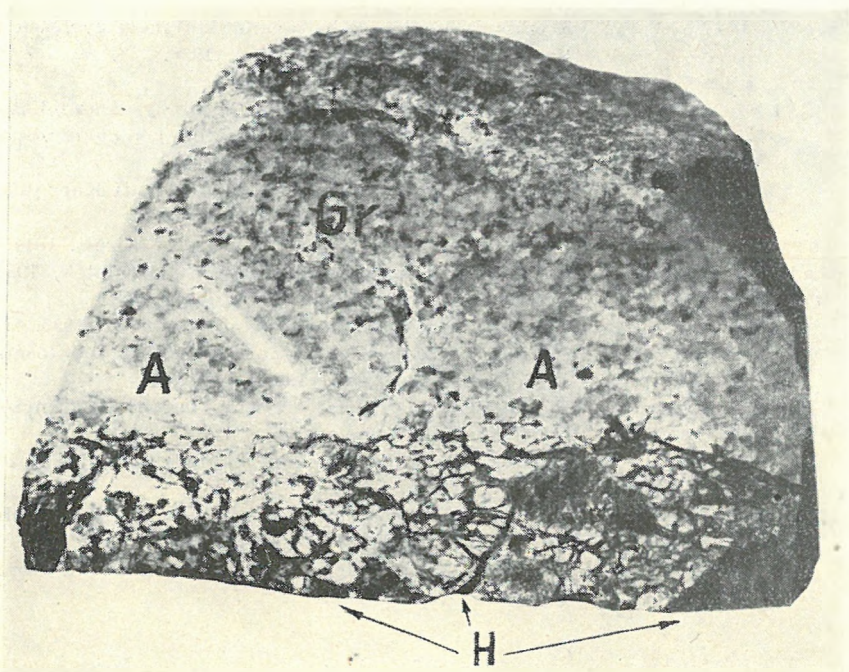
A vízben sok vastartalmú üledék van.

Jelentésemet azzal a megjegyzéssel fejezem be, hogy a Kassa-környéki kristályos palák részletes mikroszkópi és vegyi vizsgálata, valamint a magnézit-telepek keletkezésére vonatkozó vizsgálatainak folyamatban vannak, azokról később számolok be.

Legfontosabb felhasznált irodalom:

1. Ferenczi István: Galgóc és környékének geológiai viszonyai, 1914.
2. — Az Inovec hegység Pöstyéntől keletre eső részének geológiai viszonyai, 1915.
3. — Földtani megfigyelések az Inovec középső részén, 1916.

4. Kertai György: Ércmikroszkópiai és paragenetikai megfigyelések a Szepes-Gömöri Érchegységből, 1936.
5. Láng Sándor: Felvidéki folyóteraszok, 1936.
6. Ifj. Lóczy Lajos: Az Északnyugati Kárpátok Vágújhely—Ószombat—Jablánc között fekvő vidékeinek geológiai viszonyai, 1914.
7. — Földtani megfigyelések az Északnyugati Kárpátokban 1915 nyarán.
8. Posewitz Tivadar: A Tarcavölgye Eperjes és Kassa között, 1914.
9. Rakusz Gyula: Dobsinai és nagyvisnyói karbon kövületek, 1932.
10. Rozložník Pál: Aranyida bányageológiai viszonyai, 1912.
11. — Dobsina környékének földtani viszonyai, 1935.
12. Schafarzik F.: Adatok a szepes—gömöri Érchegység pontosabb geológiai ismeretéhez, 1904.
13. Vigh Gyula: Földtani megfigyelések Nyitra, Turóc és Trencsén vármegyék határhegységei között, 1914.
14. — Adatok Németpróna környékének földtani viszonyaihoz, 1915.
15. Zelenka L.: Aperçu sur la géologie des environs de Krompachy en Slovaquie, 1927.
16. — Aperçu sur la géologie de région située au Nord-Ouest de Kosice, 1927.



1. ábra
Gránit kézipéldány a kassai
Várhegy kőbányájából.
Gr = gránit; A = aplit;
H = hematit erek (fekete)

Abb. 1.

Granit-Handstück aus dem
Steinbruch des kassauer
Várhegy.

Gr = Granit; A = Aplit;
H = Hämatitadern (schwarz)



2. ábra

Fillit fekvő redője, alatta
meredeken álló áttolódási
breccosa és magnezit. Kassa,
Vöröshegy. (Áttekintő térkép
1. lelőhely; magnezitelőfor-
dulások térképén
A-B szelvény)

Abb. 2.

Liegende Falte in Fillit, dar-
unter stelle Schichten von
Überschiebungsbreccie und
Magnetit. Kassa, Vöröshegy
(S. Übersichtskarte, Fundort
Nr. 1.; Profil A-B der
Magnetitvorkommen)

A kassai Epres- (Jahodna-) tető körüli érckutatások helyszínrajza

Situationsplan der Erzschrüfungen in der Umgebung des Epres- (Jahodna-) tető bei Kassa

A JAHU

bei Kassa

Felvette: FÖLDVÁRI ALADÁR

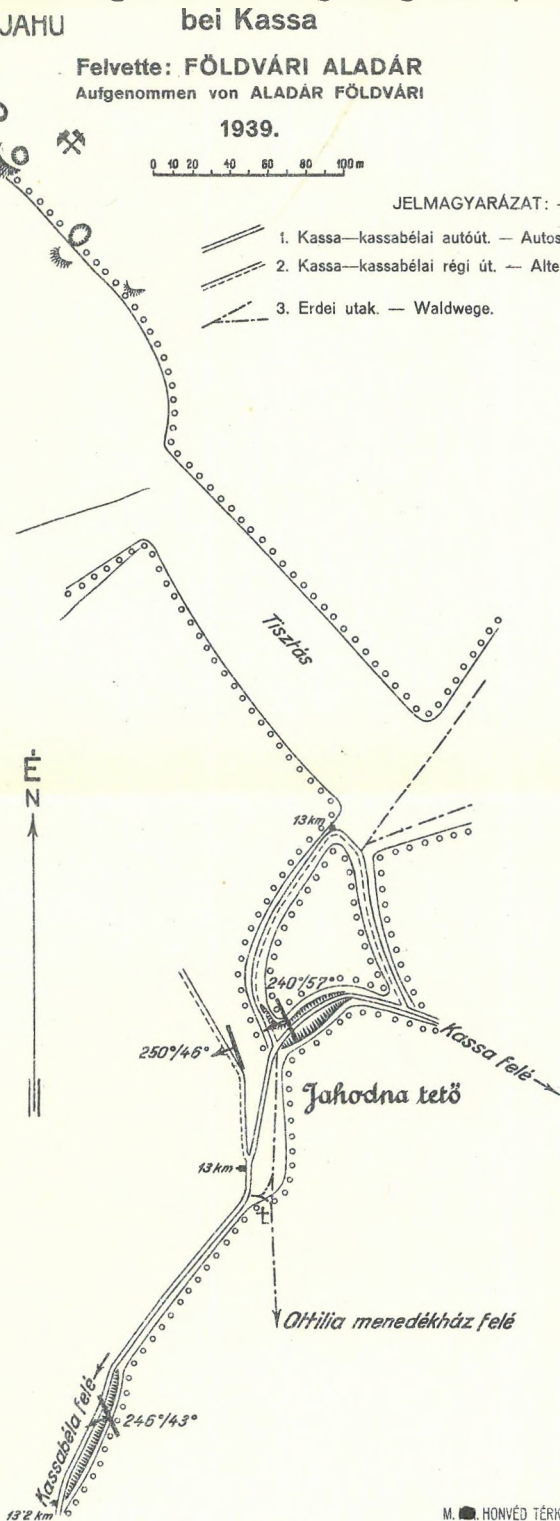
Aufgenommen von ALADÁR FÖLDVÁRI

1939.

0 10 20 40 60 80 100 m

JELMAGYARÁZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:

1. Kassa—kassabélai autótút. — Autostrasse Kassa—Kassabéla.
2. Kassa—kassabélai régi út. — Alte Landstrasse nach Kassa—Kassabéla.
3. Erdei utak. — Waldwege.

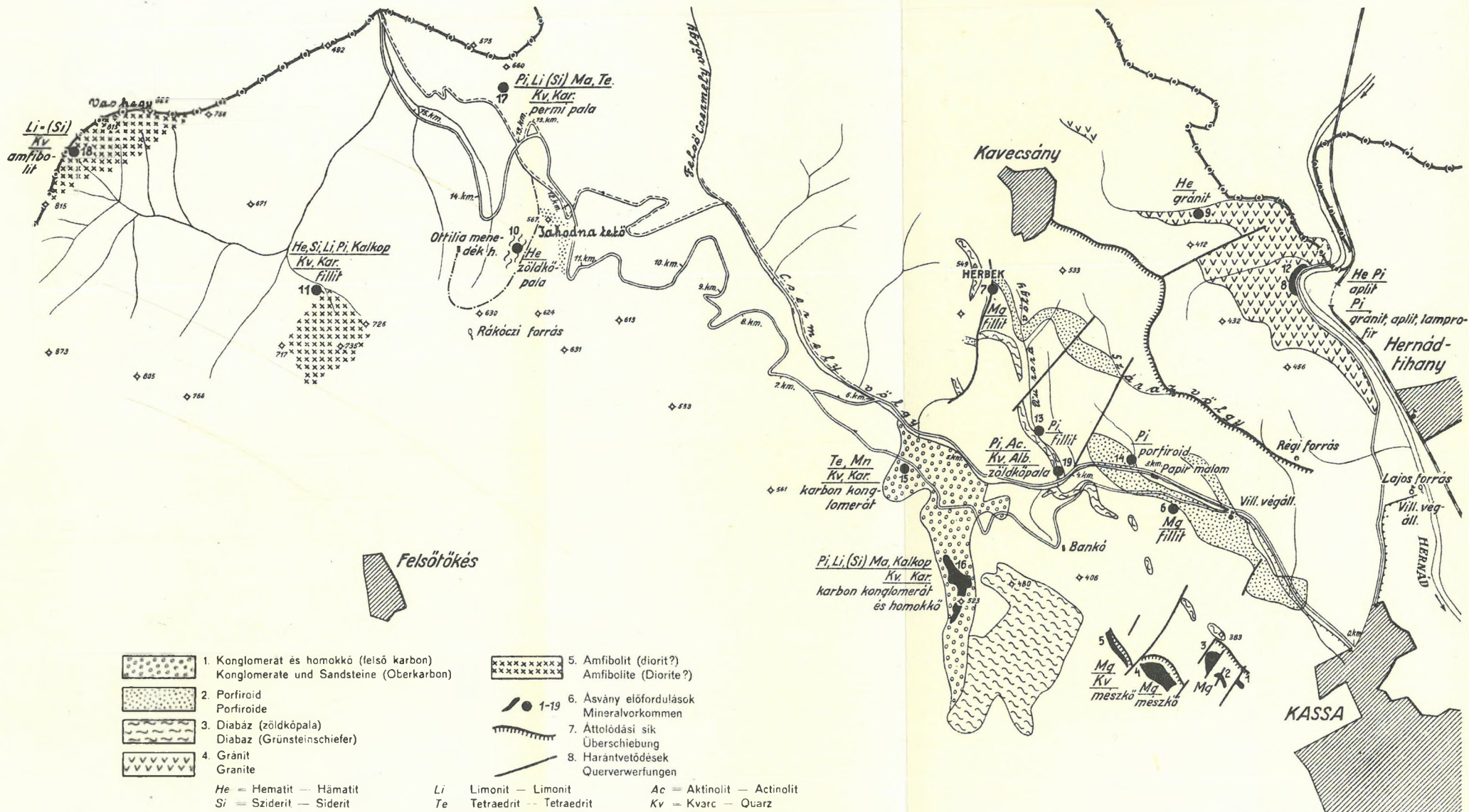


Kassa környéki ásványelőfordulások térképe

Kartenskizze der Mineralvorkommen in der Umgebung von Kassa

FÖLDVÁRI ALADÁR 1939. évi felvétele
Aufgenommen im Jahre 1939. von ALADÁR FÖLDVÁRI

0 1 2 km.



- 1. Konglomerát és homokkő (felső karbon)
Konglomerate und Sandsteine (Oberkarbon)
- 2. Porfiroid
Porfiroide
- 3. Diabáz (zöldkőpala)
Diabaz (Grünsteinschiefer)
- 4. Gránit
Granite

- 5. Amfibolit (diorit?)
Amfibolite (Diorite?)
- 6. Ásvány előfordulások
Mineralvorkommen
- 7. Áttolódási sík
Überschiebung
- 8. Harántvetődések
Querverwerfungen

He = Hematit — Hämatit
Si = Sziderit — Siderit
Pi = Pirit — Pyrit
Kalkop = Kalkopirit — Chalcopyrit

Li = Limonit — Limonit
Te = Tetraedrit — Tetraedrit
Ma = Malachit — Malachit
Mg = Magnezit — Magnesit
Mn = Mangánoxid — Manganoxýde

Ac = Aktinolit — Actinolit
Kv = Kvarc — Quarz
Kar = Karbonátok — Karbonate
Alb = Albit — Albit

Az ásványelőfordulásoknál szereplő kettős tort felső sorában a hasznosítható ásvány, középső sorában a kísérő ásványok, alsó sorában a mellékkőzet van feltüntetve.

In der oberen Reihe des zu den Mineralvorkommen angegebener Doppeltürchen stehen die zu nutzenden Mineralien, in der mittleren Reihe die Begleitminerale, in der unteren Reihe die Gesteine, in denen sie vorkommen.

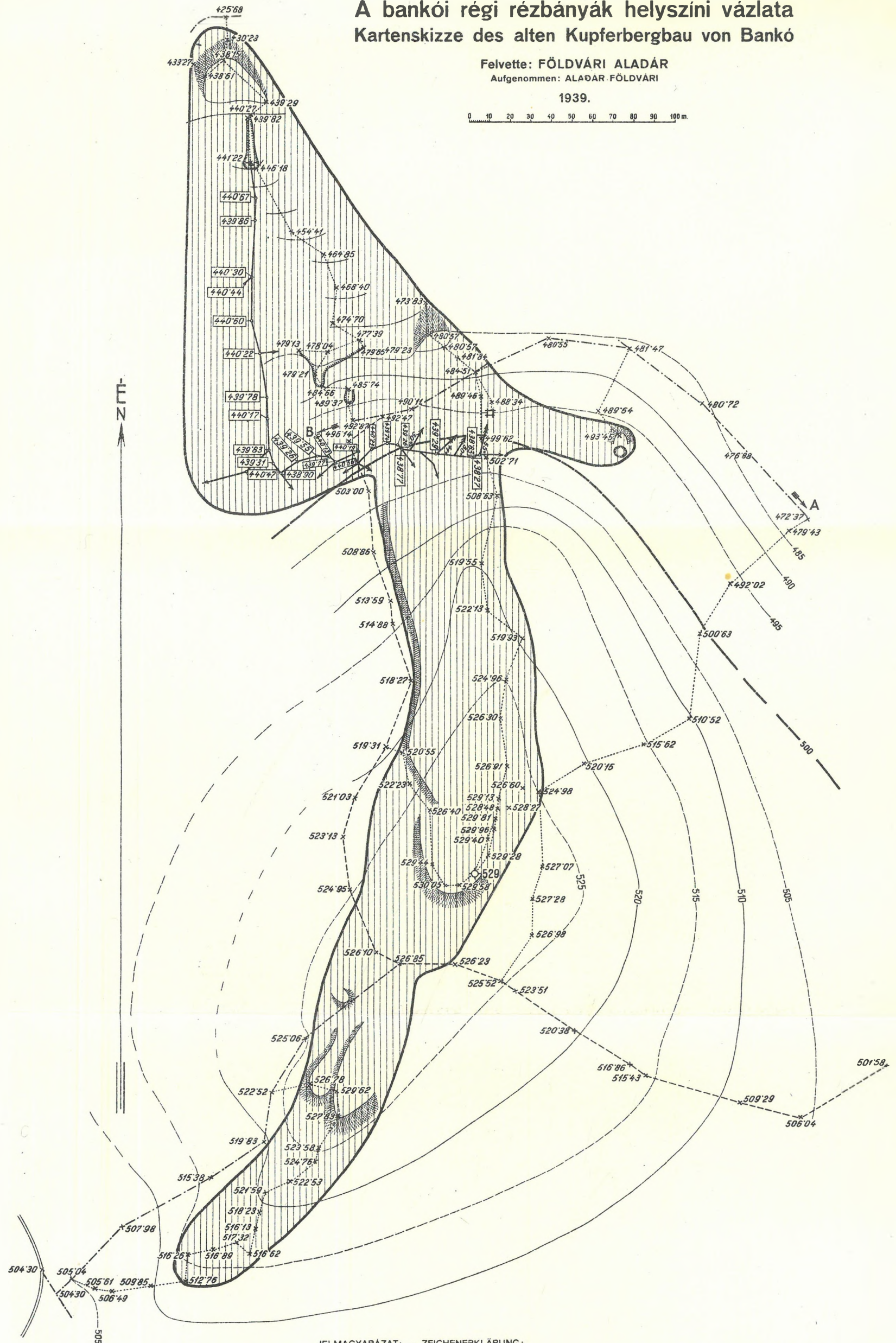
A bankói régi rézbányák helyszíni vázlatja Kartenskizze des alten Kupferbergbau von Bankó

Felvette: FÖLDVÁRI ALADÁR

Aufgenommen: ALADÁR FÖLDVÁRI

1939.

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 m.



JELMAGYARZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:



1. A régi bányászat megállapítható határa
Festgestellte Grenze des alten Bergbaues



2. Földalatti feltárások
Unterirdische Aufschlüsse



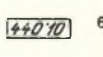
3. Beomlott tárok iránya
Richtung der eingestürzten Stollen



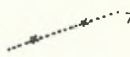
4. Feltörések iránya és hajlásszöge
Richtung und Neigungsgrad der Aufbrüche

503'24

5. Tengerszint feletti magasságok 525 \diamond -hoz viszonyítva
Höhenpunkte ü. d. M. (im Vergleich zur Kote 529)



6. Földalatti magassági pontok
Unterirdische Höhenangaben



7. Mérési pontok
Messpunkte



8. Hányók
Schutthalden



9. Felszíni kutatások
Oberflächliche Schürfungen



10. A bankói kápolnához vezető turistaut
Turistenweg zur Bankoer Kapelle



11. Ottília menedékházhoz vezető turistaut
Turistenweg zur „Ottília“-Hütte

A kassai magnezitelfordulások földtani térképe Geologische Karte der Magnesitvorkommen bei Kassa

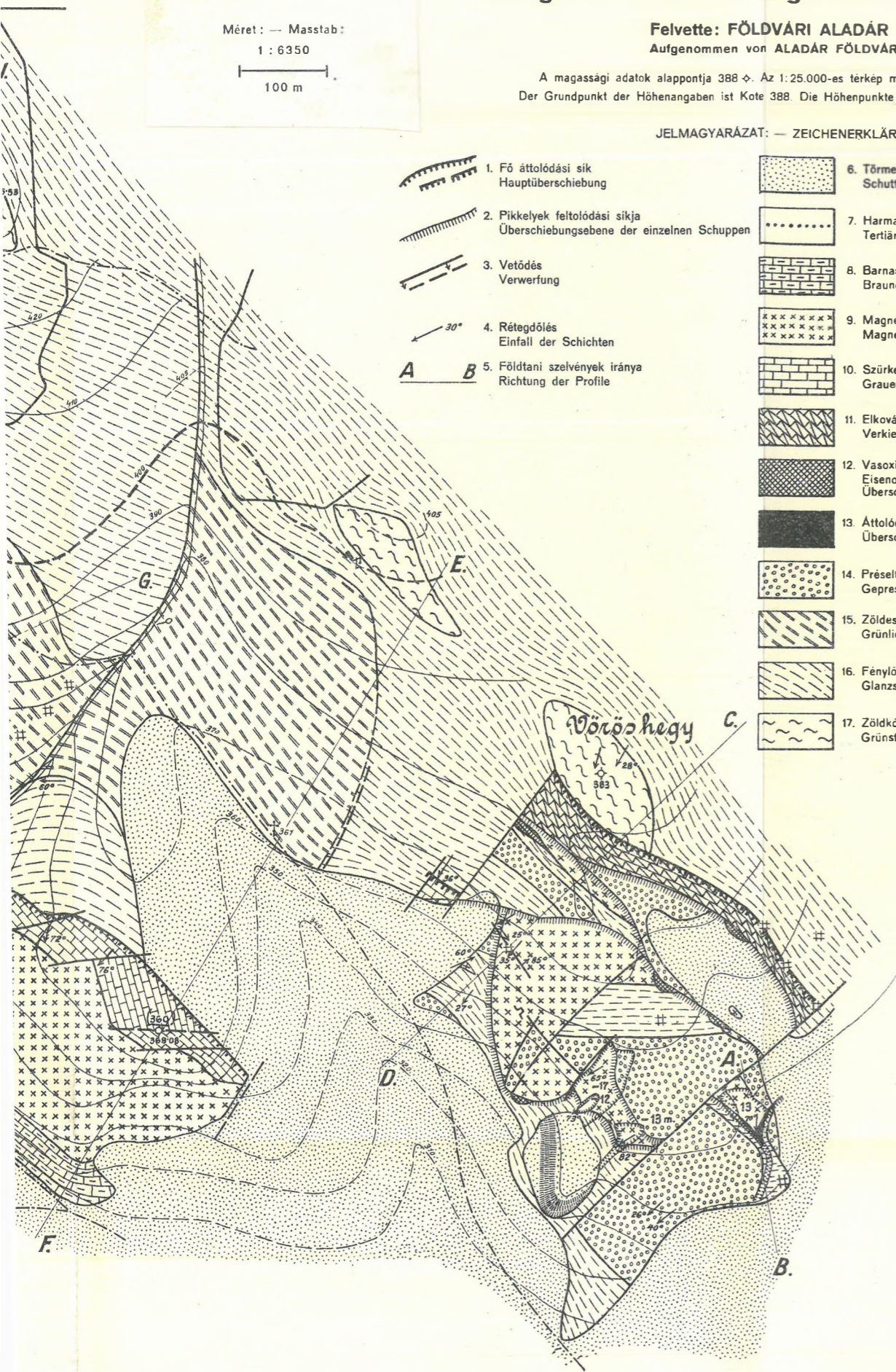
Méret: — Masstab:
1 : 6350
100 m

Felvette: FÖLDVÁRI ALADÁR 1939
Aufgenommen von ALADÁR FÖLDVÁRI 1939

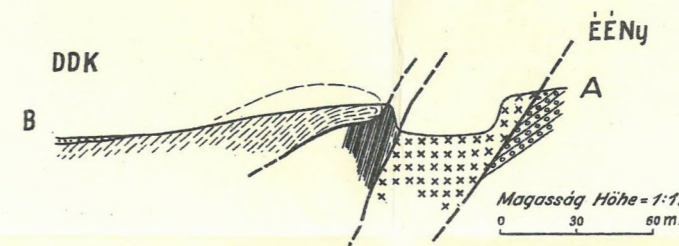
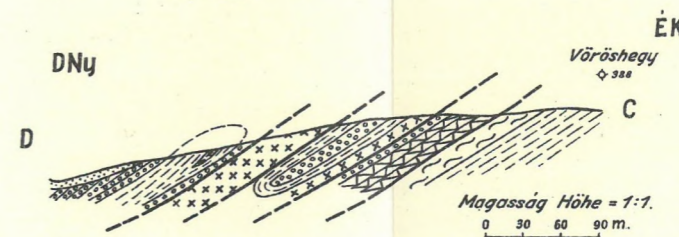
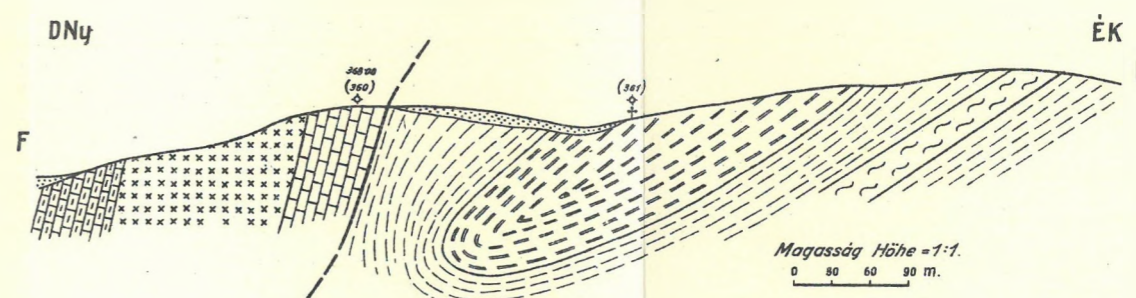
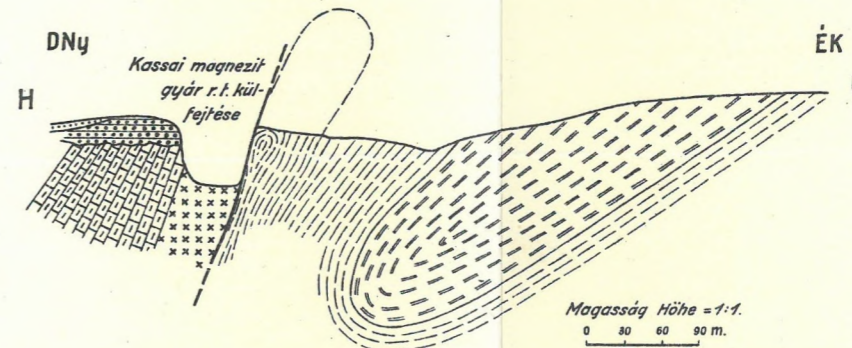
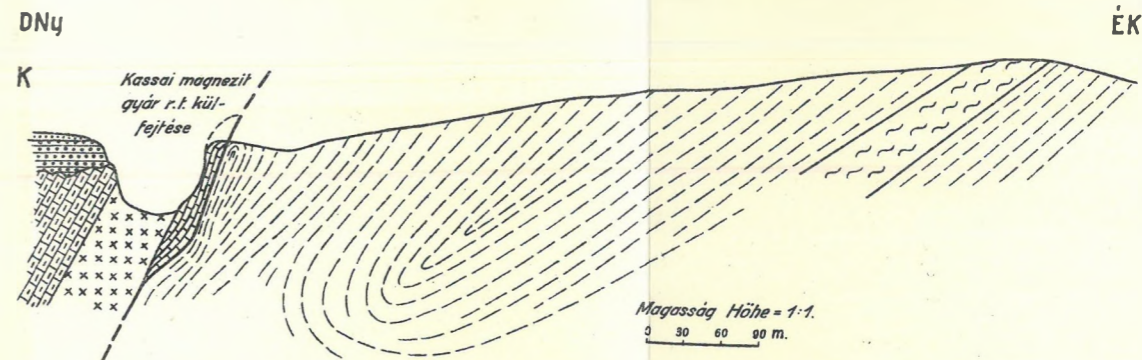
A magassági adatok alappontja 388 ◊. Az 1:25.000-es térkép magassági adatai — (406) ◊.
Der Grundpunkt der Höhenangaben ist Kote 388. Die Höhenpunkte der Karte 1:25.000 — (406) ◊.

JELMAGYARÁZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | 1. Fő áttolódási sík
Hauptüberschiebung | | 6. Törmelék
Schutt |
| | 2. Pikkelyek feltolódási síkja
Überschiebungsebene der einzelnen Schuppen | | 7. Harmadkori (szarmata?) rétegek
Tertiäre (Sarmatische?) Schichten |
| | 3. Vetődés
Verwerfung | | 8. Barnaszínű kristályos mészkő (magnezit fedő rétege)
Brauner kristalliner Kalkstein (das Hangende des Magnesits) |
| | 4. Rétegdőlés
Einfall der Schichten | | 9. Magnezit és a vasoxiddal átítatott karbonátos kísérő kőzetek
Magnesit und mit Eisenoxid durchtränkte, karbonatische Nebengesteine |
| | 5. Földtani szelvények iránya
Richtung der Profile | | 10. Szürkés színű krinoideás mészkő (magnezit fekvő rétege)
Grauer Krinoideen führender Kalkstein (das Liegende des Magnesits) |
| | | | 11. Elkovásodott krinoideás mészkő
Verkieselter Krinoideen führender Kalkstein |
| | | | 12. Vasoxidos, karbonátos, magnezites részletek, az áttolódási síkok mentén
Eisenoxidhaltige, karbonatische, magnesitische Gesteine entlang der Überschiebungsflächen |
| | | | 13. Áttolódási breccsia
Überschiebungsbrekzie |
| | | | 14. Préselt homokkő
Gepresster Sandstein |
| | | | 15. Zöldesszürke színű krinoideás pala
Grünlichgrauer Krinoideen führender Schiefer |
| | | | 16. Fénylő pala, fillit
Glanzschiefer, Fillite |
| | | | 17. Zöldkőpala (dinamometamorf diabáz)
Grünsteinschiefer (dynamometamorfisierte Diabaze) |



A kassai magnezit előfordulások földtani szelvényei Geologische Profile durch die Magnesitlagerstätten bei Kassa



A-B, C-D szelvények mérete:
Masstab der Profile A-B, C-D: 1 : 3000

E-F, G-H, I-K szelvények mérete:
Masstab der Profile E-F, G-H, I-K: 1 : 6000

M. HONVÉD TÉRKEPÉSZETI INTÉZET — 323-942. F.

A kassai magnezitlőfordulások földtani térképe Geologische Karte der Magnesitvorkommen bei Kassa

Felvette: FÖLDVÁRI ALADÁR 1939
Aufgenommen von ALADÁR FÖLDVÁRI 1939

A magassági adatok alappontja 388 ⚡. Az 1:25.000-es térkép magassági adatai — (406) ⚡.
Der Grundpunkt der Höhenangaben ist Kote 388. Die Höhenpunkte der Karte 1:25.000 — (406) ⚡.

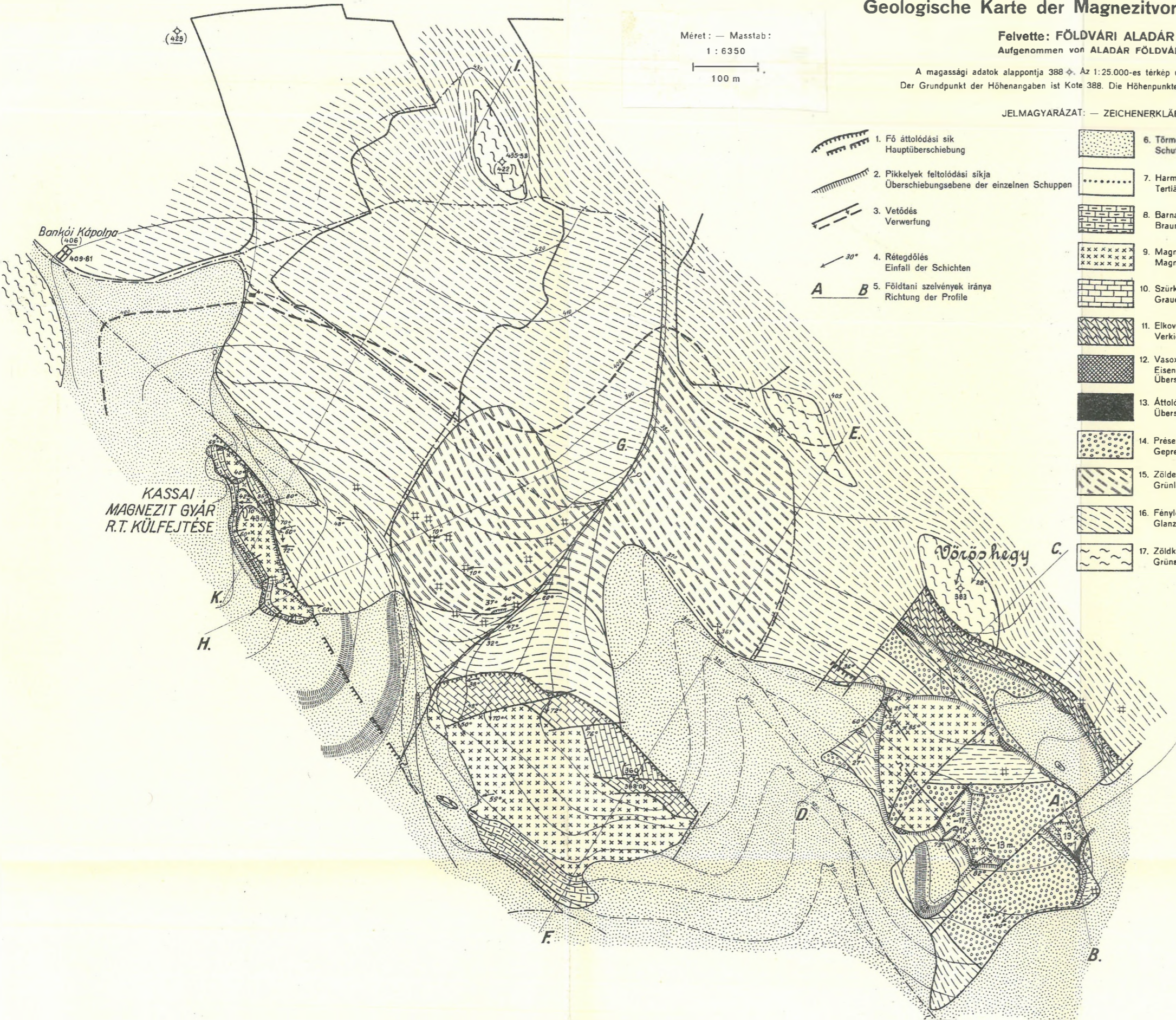
Méret: — Masstab:
1 : 6350
100 m

JELMAGYARÁZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | 1. Fő áttolódási sík
Hauptüberschiebung | | 6. Törmelek
Schutt |
| | 2. Pikkelyek feltolódási síkja
Überschiebungsebene der einzelnen Schuppen | | 7. Harmadkori (szarmata?) rétegek
Tertiäre (Sarmatische?) Schichten |
| | 3. Vetődés
Verwerfung | | 8. Barnaszínű kristályos mészkő (magnezit fedő rétege)
Brauner kristalliner Kalkstein (das Hangende des Magnesits) |
| | 4. Rétegdőlés
Einfall der Schichten | | 9. Magnezit és a vasoxiddal átítatott karbonátos kísérő kőzetek
Magnezit und mit Eisenoxid durchtränkte, karbonatische Nebengesteine |
| | A B 5. Földtani szelvények iránya
Richtung der Profile | | 10. Szürkészínű krinoideás mészkő (magnezit fekvő rétege)
Grauer Krinoideen führender Kalkstein (das Liegende des Magnesits) |
| | | | 11. Elkovásodott krinoideás mészkő
Verkieselter Krinoideen führender Kalkstein |
| | | | 12. Vasoxidos, karbonátos, magnezites részletek, az áttolódási síkok mentén
Eisenoxidhaltige, karbonatische, magnesitische Gesteine entlang der Überschiebungsflächen |
| | | | 13. Áttolódási breccsia
Überschiebungsbrekzie |
| | | | 14. Préselt homokkő
Gepresster Sandstein |
| | | | 15. Zöldesszürke színű krinoideás pala
Grünlichgrauer Krinoideen führender Schiefer |
| | | | 16. Fénylő pala, fillit
Glanzschiefer, Fillite |
| | | | 17. Zöldkőpala (dinamometamorf diabáz)
Grünsteinschiefer (dynamometamorfisierte Diabaze) |

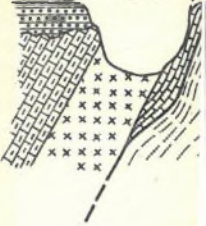
Felső karbon
Oberkarbon

Alsó karbon
Unterkarbon



A kassai Geologis

DNy
K
Kassai magn.
gyár r.t. kül
fejése



DI
H

DNy

F



DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISS E DES GEBIETES NW-LICH VON KASSA.

Von Dr. Aladár Földvári.

Ich begann die Aufnahme des Gebietes am rechten Ufer des Flusses Hernád N-lich Kassa und schritt, den paleozoischen Bildungen folgend, gegen W fort. Das Gebiet zeigt einen ausserordentlich komplizierten Aufbau. Die Klärung der stratigrafischen Verhältnisse wird durch das Fehlen der Fossilien nur noch erschwert. Die Gesteine erlitten fast ohne Ausnahme eine kleinere oder grössere Dynamometamorphose. Die Magnesit-Schichtenserie am Vörösb erg von Kassa und dessen Umgebung erlitt eine bedeutende chemische Umwandlung. Infolge der Dynamometamorphose ist die ganze Schichtenserie isoklinal verschiefert. Die ursprüngliche und die sekundäre Schichtung der ganzen Schichtenserie weist einen SW-lichen Einfall auf, und zeigt Einfallwinkel von 40° bis 80°. Die Gesteine streichen also in NW—SO-licher Richtung. In der scheinbar isoklinalen Schichtenserie sind nur selten Aufschlüsse zu finden, in denen die Fallrichtung entgegengesetzt ist, oder wo Umbiegungen der ursprünglichen Faltung deren Antiklinalen oder Synklinalen gut sichtbar sind.

Eine bedeutende Rolle spielen die Querbrüche, die die erwähnten NW—SO-lichen Grenzen der Formationen in verschiedenen Winkeln kreuzen und die Lagerung stark stören. Diese Querbrüche verwerfen auf dem Gebiet der Vepordecke sogar die permischen und triasischen Schichten. In der Magnesit-Schichtengruppe haben diese Querbrüche sogar die jungtertiären (sarmatischen?) Schichten disloziert.

In tektonischer Hinsicht können auf dem aufgenommenen Gebiet zwei grosse Einheiten nachgewiesen werden. Das N-liche Glied, erinnert an die karpathischen Kerngebirge, und vertritt die von den

neueren Tektonikern als Vepordecke bezeichnete Einheit. Das südliche Glied nenne ich nach Paul Rozlozsnik Szepességer (-Zipser) Decke. Die Szepességer Decke ist entlang einer nachweisbaren Überschiebungsebene auf die Vepordecke von gegen N aufgeschoben. Die Grenze zwischen den beiden tektonischen Einheiten bildet ungefähr die Linie Kassa—Kavecsány.

I. Stratigrafische Verhältnisse der Vepordecke.

1. Das unterste Glied bildet *Biotitgranit*. Der am Várberg von Kassa beginnende Zug streicht gegen Kavecsány. N-lich von Kassa in den Aufschlüssen der am W-Ufer der Hernád, nach Szentistván führenden Strasse ist der Biotit vollkommen in Chlorit umgewandelt. Die Feldspate sind verwittert und das Gestein im Zerfall begriffen. Der schönste Aufschluss des Granits befindet sich am W-Ufer der Hernád in einem mächtigen Steinbruch neben der erwähnten Landstrasse, der fast unmittelbar neben der heutigen Landesgrenze liegt. Hier schneidet die Hernád das Granitgebiet in einer Klamm durch und der Steinbruch wird an einer steilen Seite des Várberges betrieben. Das Gestein zeigt starke dynamometamorphe Einwirkungen. Unter dem Mikroskop zeigt kataklastische Struktur, die Veränderungen der Feldspate, an Ort und Stelle hinwieder die dicken bankigen Absonderungen und die diese kreuzenden Diaklasen, die starke tektonische Inanspruchnahme des Gesteines. Der Granit ist zu Schlierenbildung sehr geneigt, an farbigen Gemengteilen mehr oder weniger reiche Teile wechseln häufig. Ausser den normalen, teils viel dunklen Gemengteilen enthaltende, und den aplitgranitischen Sorten sind auch die gewohnten Schizolitgänge häufig. Ausser Gängen von Pegmatit, Aplit und lichtrosafarbige Quarzitgänge fand ich im S-lichen Teil des Steinbruches auch biotitreiche lamprofire Gänge. Im N-teil des Steinbruches befinden sich bei der Einmündung des Strázsnik-Tales lamprofire Gänge, in denen der grüne Amphibol als farbiger Gemengteil vorherrscht.

2. Die Schichtenserie der *unterpermischen Buntschiefer*. Über dem Granit liegen am Várberg von Kassa sowie NO-lich von Kavecsány am Szarvacskaberg überwiegend violettrote, seltener graue und hellgrüne sandigen Schiefer. Die unteren, auf den Granit liegenden Schichten sind grobkörnige Arkosensandsteine, die höheren Schichten feinkörnige Schiefer. Sie zeigen nur geringe Spuren der Metamorphose. Bloss die Sandsteine scheinen gepresst

zu sein. Diese Schichten stellt Uhlig dem Karbon zu, während sie von Stur, Rozlozsnik, Zelenka und, auf Grund meiner Erfahrungen während der Aufnahmen auch von mir, dem Perm zugestellt werden. Zelenka bezeichnet sie als „rote Serie“.

3. *Oberpermischer, weisser oder blassrosafarbige Sandstein* (Quarzit). Der vom Kasser Várberg bis Kavecsány streichende Zug wird durch Querbrüche in drei selbständige Teile zerschnitten. Dieser Quarzitsandstein ist sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch von anderen Sandsteine gut unterscheidbar. Mikroskopisch ist sichtbar, dass die überwiegend aus Quarz bestehenden gröberen Sandkörner durch ein aus feinem Quarz und Muskovit bestehendes Bindemittel verkittet wird. Die schönsten Aufschlüsse befinden sich am steilen Grat des Várberges. Diese Quarzite hält Direktor von Lóczy auf die unterpermischen Schiefer aufgeschoben. Seine Auffassung kann ich durch zwei Beobachtungen unterstützen. Die eine ist, dass der Zug der unterpermischen Schiefer auf dem zwischen dem Várberg und der Roszpuć-Spitze gelegenen Nebengrat unterbrochen ist und der oberpermische Quarzit unmittelbar mit dem Granit in Berührung kommt. An der Berührung sind in einem kleinen Fleck dichte, in exotischer Lage befindliche gelbe und rosafarbige mesozoische Kalksteinbrocken sichtbar. Die gleichen Kalksteine sind, wie wir das später noch sehen werden, auch entlang der Überschiebung der Szepességer Decke zu finden. Die zweite Tatsache ist, dass die unterpermischen Schiefer am Hadranova-Berg aus dem Profil völlig fehlen und auf den Granit unmittelbar oberpermischer Quarzit und darüber Triasdolomit folgen.

4. Grauer *Dolomit* und dunkler, bituminöser Dolomit (Stinkdolomit). In diesen Schichten fand ich keine bestimmbar Fossilien. Ich konnte nur einige an Algen oder Briozoen erinnernde Verwitterungsspure an der Oberfläche einzelner Felsen beobachten. Im Dünnschliff zeigen sich einige Schalenquerschnitte. Ausnahmslos in allen Schliffen waren indessen runde oder ovale durchkristallisierte Flecken zu sehen, die aller Wahrscheinlichkeit nach organischen Ursprunges sind. Stellenweise ist das ganze Gestein zu einem stark durchkristallisierten hellgrauen Dolomitmarmor umgewandelt. An anderen Stellen zerfällt es, ähnlich den Dolomiten des Budaer Gebirges, zu kantigen Stücken. In derartigen Partien sind Löcher häufig, die an Diploporenabdrücke erinnern. In einzelnen Aufschlüssen kann der Wechsel des hellen und dunklen bituminösen Dolomits beobachtet werden. Entlang des Karrenweges von Kave-

csány tritt auch weisser, Dolomitstaub und Dolomitsand auf. Es ist möglich, dass diese Dolomite auf Grund eingehenderer Untersuchungen oder einiger glücklichen Fossilienfunde in mehrere Horizonte gegliedert werden können. In ihrer geologischen Ausbildung stimmen sie besonders mit den aus den Westkarpathen beschriebenen mitteltriasischen Dolomiten überein.

5. Auf den Dolomiten finden wir in kleiner räumlicher Ausbreitung gelblichbraune *Mergel*, grauliche Sandmergel und bräunliche Sandsteine, die stellenweise hieroglyphenartige rotbraune Rostflecken aufweisen. Auf Grund karpathischer Analogien halte ich diese Gesteine für Reste der Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine.*

II. Stratigrafische Verhältnisse in der Szepességer Decke.

1. Das unterste Glied ist die *Phyllitserie*. Ihr Alter ist ungewiss. Sie gehört entweder dem unteren Karbon oder einer noch älteren Periode an. Sie stellt eine petrografisch äusserst abwechslungsreiche Gruppe dar und besteht aus Schichten von Serizit-Phyllit, Grafit-Phyllit, Chlorit-Phyllit und Quarz-Phyllit. Trotz des abwechslungsreichen Aufbaues konnte ich in dieser Gruppe die verschiedenen Glieder weder getrennt kartieren oder Horizonte erkennen. Diese Schichten können auch heute noch am besten durch die Feststellung Rozlozsnik's in seiner Arbeit über Aranyida, charakterisiert werden. Demnach sind diese Schichten durch regionale Metamorphose verschieden fein- und grobkörniger klastischer Gesteine entstanden. Ich kann nur hinzufügen, dass zwischen den ursprünglichen tonigen feinsandigen Sedimenten stellenweise auch gröbere Sandsteine und Konglomerate zugegen waren. So befindet sich S-lich von Kavecsány, zwischen den Koten 553 und 380 m ein grobkörniger, stark gepresser Sandstein im Phyllit, der unter dem Mikroskop eine charakteristische Struktur zeigt. Die grossen Quarzkörner bilden ausserordentlich stark gepresste, langgestreckte Linsen, die durch annähernd parallele, ebenfalls länglich linsenartige Intervalle aus Muskovitplättchen, voneinander getrennt sind.

Durch dieses charakteristische Strukturbild, das einen fortgeschrittenen Grad der Metamorphose anzeigt sowie durch den

* Ich möchte erwähnen, dass ich während meine Aufnahmen in 1940—44. überzeugt wurde, dass diese sekundäre Veränderungsprodukte der permischen Schiefer Nr. 2. sind.

Umstand, dass die Sandkörnern fast ausschliesslich aus Quarz bestehen, können diese Sandsteine sehr gut von den jüngeren Karbon sandsteinen unterschieden werden.**

2. In der Phyllitserie treten Lagergänge und Stöcke bildende *Grünsteinschiefer* auf, die hauptsächlich aus Epidot, Chlorit und Feldspat bestehen. Deren Muttergestein dürfte Diabas gewesen sein. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass sie in verschiedenen Stufen der Metamorphose stehen. Im Gestein einiger Aufschlüsse sind die Überreste der ursprünglichen Feldspate und das ophitische Gefüge zu erkennen, in anderen ist die Epidotisierung schon viel weiter fortgeschritten. Ich konnte keine Spur der ursprünglichen farbigen Gemengeteile finden. Den eruptiven Ursprung der Grünsteinschiefer beweist nicht nur das mikroskopische Bild, sondern auch die Form ihres Vorkommens. Von der Herbek-Spitze von Kavecsány bis an den Vörösberg von Kassa erstreckt sich ein ungefähr 4 km langer, durch verschiedene tektonische Vorgänge unterbrochener, häufig zu linsenartigen Stücken ausgewalzter Gang. Die infolge des Druckes entstandene Verschieferung dieses Ganges ist konkordant zu der Schieferung des umgebenden Phyllites. Wenn wir aber die NNO—SSW-liche Streichrichtung der Ganges mit der NO—SW-lichen Streichrichtung der Formationsgrenzen vergleichen, sehen wir dass wir es hier nicht so sehr mit einer konkordanten Lagergang, als vielmehr mit einem, die umgebenden Schichten durchbrechenden Gang zu tun haben.

W-lich von Bankó finden wir einen ungefähr 1 km² grossen Grünsteinschieferstock.

3. In der Phyllitserie bilden Lagergänge die Porphyroide. Ihr ursprüngliches Gestein war Quarzporphyr oder dessen Tuff. Infolge der Metamorphose sind sie heute zumeist in Form von Serizit-Quarzitschiefern anzutreffen. Derart ist auch der Gang, der sich von der schon erwähnten Herbekspitze von Kavecsány das Csermely-Tal bei Kassa hinzieht. In den Aufschlüssen, des Waldweges, der sich S-lich der Elektrischenbahn-Endstation „Csermely“ am S-Hang des Tales hinzieht, hinter der Glasfabrik, sowie in der steilen Felswand des hinter den Sommervillen gelegenen Steinbruches, sind die

** Während meine Aufnahmen in 1940—44. habe ich festgestellt, dass diese grobkörnige, sandsteinartige Phyllite, durch Dynamometamorphose aus den unten mit Nr. 5. und 6. bezeichneten oberkarbonischen Gesteine entstanden sind. Sie lagern in der liegenden Flanke einer überschobenen Antiklinale und ihre Metamorphose wurde von der Überschiebung verursacht.

schönsten Aufschlüsse, zu finden. Die aussergewöhnliche Form des Ganges ist das Ergebnis von Querverwerfungen. Der Phyllit-zug, der sich von der Csermely-Taler Papiermühle bis zur Elektrischebahn-Endstation hinzieht, und sich dort auskeilt, teilt den Gang in zwei Teile. Es ist möglich, dass diese Gabelung des Ganges eine Folge synklinaler Lagerung ist. Unter dem Mikroskop ist nur eine geringe Spur des ursprünglichen Struktur zu erkennen. In dem aus Quarz und Serizit bestehenden Grundmasse sind die Umrisse porfirischer Einsprenglinge hauptsächlich der Feldspate, noch gut zu erkennen. Späteren Untersuchungen bleibt es vorbehalten, zu entscheiden, ob Gesteine dieses Typus nicht aus Quarzporphyrtuff entstanden sind?

Ein zu Grünsteinschiefer ähnliches, zäheres, dunkler grünlich-graues, porphyrische, Quarz- und Feldspateinsprenglinge enthaltendes Gestein ist beim Kilometerstein 11.5 km der Autostrasse von Eprestető (Jahodna) aufgeschlossen, wo sich ein kleiner Steinbruch befindet. Dasselbe Gestein tritt auch in dem alten Steinbruch an der O-Seite des Weges von der Eprestető (Jahodna) Sattel zum Ottilien-Schutzhaus auf. Diese Gesteine vertreten die aus der Quarzporphyrlaven entstandenen Porphyroide im Gegensatz zu dem früher erwähnten, wahrscheinlich aus Tuff entstandenem Typus.

Den dritten Typus der Porphyroide, der entlang der Überschiebungsfläche der Szepességer Decke anzutreffen ist, werde ich später erwähnen.

4. Die auf die vorgenannten Gesteine aufgeschobene *Magnezit*-Schichtengruppe besteht aus folgenden Gliedern.

a) grauer nicht umgewandelter karbonischer Krinoideenkalk,

b) gelblichbrauner Krinoideenquarzit. Dieses Gestein vertritt am Vörösberg von Kassa den vorerwähnten Krinoideenkalk. Es dürfte durch nachträglichen Verkieselung aus dem Kalkstein entstanden sein.

c) Magnesit.

d) Magnesitdecke, stark durchkristallisierter rotbrauner dickbankiger Kalkstein und stellenweise Dolomit.

e) Gepresster Krinoideensandstein und grünlichgrauer Krinoideenschiefer.

Die Magnesitserie können wir als Krinoideenfazies des Karbon zusammenfassen und dem unteren Teil der oberkarbonischen Schichten von Dobsina gleichgestellt werden. Ihre Verbreitung ist sehr begrenzt. Es ist in einer ungefähren Streichlänge von nicht

ganz 2 km zwischen dem Rosalienfriedhof von Kassa und Bankó auf einer ungefähr 1 km² grossen Fläche auf die Fillitgruppe aufgeschoben, anzutreffen.

Tektonisch kann dieses Vorkommen als eine Teilschuppe der Szepességer Decke angesehen werden.

5. *Oberkarbonisches Konglomerat* und Sandsteine mit quarzitischem Bindemittel. Das Konglomerat besteht hauptsächlich aus Stücken von Phyllit, Quarzit, grauem krystallinem Dolomit, und ausgelaugtem lichtbraunem Karbonatgestein von schwammiger Struktur. Nachdem ähnliche karbonathältige Gesteine in der eben angeführten karbonischen Magnesitfazies anzutreffen sind, sind die Konglomerate und die darauffolgenden, Pflanzenabdrücke enthaltenden Schichten jünger, als die Magnesitgruppe.

6. *Oberkarbonischer, Glimmer enthaltende Sandstein*, mit zwischengelagertem schwarzen, Pflanzenabdrücke führendem *Schiefer*. Zwischen den Pflanzenabdrücken sind *Calamites*-Reste häufig. Ich stelle diese Schichten dem oberen Teil der Karbonserie von Dobsina gleich. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Sandkörner zum grössten Teil als Feldspat, in erster Linie als Plagioklas.

Ich muss hier bemerken, dass das tertiäre (sarmatische?) Grundkonglomerat des Tagbaues der Magnesitfabrik von Kassa, abgerollte Blöcke eines älteren Konglomerates enthält. Aus der Grösse der Blöcke kann geschlossen werden, dass das ältere Konglomerat hier anstehend war als Hangendgestein des Magnesitlager, und erst im Tertiär erodiert wurde. Es stimmt am besten mit dem unter 5. erwähnten Gestein der Szepességer Decke überein. Im Dünnschliff sind viele Plagioklaskörner zu erkennen. Diese Übereinstimmung hätte eine ausserordentlich grosse Bedeutung, nachdem sie die Zusammenhänge zwischen der krinoideenhältigen karbonischen Magnesitserie und der jüngeren, Pflanzenabdrücke enthaltenden Serie klastischen Ursprunges lösen würde. Dieses schon von Zelenka aufgeworfene Problem, das er darum nicht lösen konnte, weil das Gebiet, auf dem die krinoideenhältigen Magnesite vorkommen von dem, auf welchem die klastischen Schichten auftreten, durch den grossen Grünstein-Stock von Bankó getrennt wird, kann nur durch die weitere Aufschlüsse des Magnesit-Bergbaues geklärt werden. Die im Hangenden des Magnesits gegen W zu öffnenden Aufschlüsse können die anstehenden Schichten des oberkarbonischen Konglomerats und des Sandsteines erschliessen.

7. *Unterpermische Buntschiefer* und *Sandsteine*. Diese Ge-

steinsgruppe ist identisch mit den bei der Vepordecke unter 2. beschriebenen Gesteinen. Ich schliesse mich den Feststellungen Z e l e n k a's an, der diese Gesteine auf einem viel grösseren Gebiet studiert hat, und ich kann bestärken, dass in der Gegend von Kassa eher die hellgrünen Schiefer und Sandsteine vorherrschen. Von Kassa gegen W fortschreitend werden indessen die violetten Schiefer häufiger. Der Wechsel der verschieden gefärbten Gesteine kann in mehreren Aufschlüssen beobachtet werden, so auch in den Aufschlüssen, die sich in der Nähe des Kilometersteines 13 m auf der Eprešető (Jahodna)-Kuppe befinden. Die mikroskopische Untersuchung des an letzterer Stelle gewonnenen Gesteines ergab, dass der Unterschied zwischen dem grünen und violetten Gestein nur darin besteht, dass im violetten Gestein äusserst viele Eisen-oxyd-Teilchen beobachtet werden können. Die schönsten Aufschlüsse der Buntschiefer sind entlang der Autostrasse nach Eprešető (Jahodna) zu sehen. Die Strasse verläuft vom Kilometerstein 6 km bis zur Landesgrenze fast ausschliesslich auf dieser Bildung. Dieser auffallend breite unterpermische Schieferzug stellt wahrscheinlich die beiden Flügel einer mächtigen Synklinalen dar. Die vorherrschend SW-liche Fallrichtung wird in der Gegend der Rákóczy-Quelle von einer NO-lichen Fallrichtung abgelöst. Es wird die Aufgabe der weiteren Aufnahme des Gebietes sein, diesen Gegenflügel genau zu kartieren.

An der Basis der permischen Schiefer ist in SW-licher-Richtung von der Spitze des Köveshát (= Kameny harb) entlang des Grates ein heller gepresster Sandstein anzutreffen. Eine mehr oder weniger genaue Grenze gegen den im Liegenden dieses Gesteines befindlichen oberkarbonischen glimmerigen Sandstein kann nur durch den höheren Glimmergehalt des letzteren gezogen werden.

III. Gesteinschollen, die entlang der Überschiebungsebene zwischen der Vepor — und der Szepességer Decke auftreten.

Entlang der Überschiebungsfläche können zwei, petrographisch, genetisch und tektonisch völlig voneinander abweichende Gesteine in kleineren und grösseren Flecken beobachtet werden. Nachdem sie in engstem Zusammenhang miteinander auftreten, und die Vorkommen zumeist nicht gut erschlossen und auch zu klein sind, habe ich sie mit gemeinsamer Farbe kartiert. Dazu muss ich noch bemerken, dass an den meisten Fundstellen beide Gesteine vorkommen.

Es kann nicht bezweifelt werden, dass diese Gesteine anlässlich der Überschiebung der Szepességer Decke in ihre exotische Lage gekommen sind. Durch die Bewegung der Decke wurden sie vom Ort ihres Vorkommens abgerissen, weitergeschleppt und zu kleineren und grösseren Linsen ausgewalzt. Das Porphyroid ist aus der Szepességer Decke selbst abgerissen, während die Kalksteine wahrscheinlich aus dem Kalksteinklippenzug der Vepordecke stammen.

1. Silberweisse serizithältige *Quarzitschiefer*. Das sind Gesteine, die im Dünnschliff stark ausgewalzte porphyrische Quarz- und Feldspateinsprenglinge und im Grundmaterial sehr viel Muskovitglimmer enthalten. Auf Grund des mikroskopischen Bildes können sie als ausserordentlich stark ausgewalzte Porphyroide angesehen werden. Ihr bester Aufschluss liegt beim Friedhof von Kavecsány.

2. Schwarze, dunkelgraue, rosa und gelbe, dichte, unter dem Mikroskop feinkristalline *Kalksteine*. Sie enthalten keine Fossilien. Ich halte sie auf petrografischer Basis für mesozoische Kalksteine. Aus diesem Grunde dürfte die Überschiebung der Szepességer Decke zur Zeit der Alpinen Gebirgsbildungsphase vor sich gegangen sein.

Ich muss bemerken, dass ich ähnliche Kalksteinspuren an der, bei der Aufzählung der Gesteine der Vepordecke erwähnten Überschiebungsfläche gefunden habe, entlang welcher oberpermischer Quarzit und Triasdolomit über unterpermischem Schiefer auf den Granit aufgeschoben ist.

IV. Junge Ablagerungen im Randgebiet des Gebirges.

1. Im Tagbau der Kassaer Magnesitfabrik folgen auf die karbonischen Bildungen diskordant gelagerte *jungtertiäre Schichten*. Ihre unterste Schichte besteht aus jenem Grundkonglomerat, das die Bergleute als „Pecsarka“ (=zusammengebackenes Gestein) kennen. In kalkigen Bindemittel sind Phyllit, karbonatische Gesteinsteile, sowie Stücke jenes oberkarbonischen Konglomerates zu finden, über dessen stratigrafische Wichtigkeit ich schon bei der Besprechung der Gesteine der Szepességer Decke unter 6. Erwähnung getan habe. Auf dieses Grundkonglomerat folgen tonige, tuffige Schichten, in die weisser und hellbrauner Diatomeenschiefer eingelagert ist. In Ermangelung von Fossilien konnte ich hinsichtlich des Alters der Schichten nur feststellen, dass sie älter sind, als die

Sedimente des Pliozän. Deshalb bezeichne ich diese Schichten-
gruppe mit Vorbehalt als sarmatisch.

2. Bimssteinhaltiger *Rhyolithuff* tritt am Hügel O-lich und
W-lich des unteren Teiles des Száraztales in zwei kleinen Flecken
auf. Der eine Fleck wird genannt in Kassa „Homokos“ (= Piszekes).
Der hier geförderte Rhyolithuff wird in Kassa als Reibsand verkauft.
Das zweite Vorkommen befindet sich auf dem Hang unterhalb der
an der O-Seite des Száraztales nach Kavecsány führenden Strasse.
Rhyolithuff ist ausserdem noch etwas weiter von diesen beiden Vor-
kommen, an der Strasse von Kassa zu den Magnesitbergwerken,
SO-lich von dem Kreuz bei der \ddagger 301 zu finden, unter dem
ebenfalls Grundkonglomerat liegt. Dieses Grundkonglomerat ist
mit dem unter 1. erwähnten identisch. Auf Grund des Zusammen-
hanges zwischen Grundkonglomerat und Rhyolithuff halte ich letz-
teren ebenfalls für sarmatisch.

3. *Pannonische Sand- und Tonschichten* sind an den gegen die
Hernád zu liegenden Hängen der Hügeln zu finden. Auf dem kar-
tierten Gebiet sind sie fossilifer. Im Schlammrückstand ist der
Trümmer der das Grundgebirge aufbauenden Gesteine zu erkennen.*

4. Eine *pliozäne Schotterdecke* bedeckt an vielen Stellen die
N-lich vom Csermelytal gelegenen Phyllithügeln. Diese Schotter-
decke reicht bis zu Höhen von 400—450 m ü. d. M. hinauf.

5. Morphologisch sehr gut ist die, von der Kassaer Verbesse-
rungsanstalt bis an den Várberg streichende *Terrasse* zu erkennen,
auf der ebenfalls eine Schotterdecke liegt. Sie liegt minimal in einer
Höhe von 250 m ü. d. M., also um wenigstens 40 m höher als das
Alluvium des Hernádflusses.

6. Ausserordentlich interessant ist jener alte Quellenaufbruch,
dessen mit sandigem *Kalktuff* bedeckte Kuppe Direktor von L ó c z y
anlässlich eines Besuches entdeckt hat. Dieser Quellenaufbruch
dürfte annähernd in der Überschiebungsebene der Szepesságer
Decke verlaufen. Es ist wahrscheinlich, dass er die Aufbruchstelle
des pleistozänen Vorläufers der Lajosquelle markiert.

Nutzbare Mineralien.

Wegen der besseren Übersichtlichkeit habe ich über die Mine-
ralvorkommen und deren Zusammenhänge mit den Eruptivgestei-

* Während den Aufnahmen in 1940—44. hat es sich erwiesen, dass die
für Pannon gehaltene Bildungen tonige Gehängeschutte sind, und wurden auch
an der Karte so eingezeichnet.

nen eine Kartenskizze angefertigt. Dabei habe ich die einzelnen Fundstellen mit fortlaufenden Zahlen bezeichnet. Auf diese Zahlen werde ich mich in der folgenden Beschreibung bei jedem Vorkommen berufen. Neben den Fundstellen habe ich die Paragenese in Form eines doppelten Bruches angemerkt. In der obersten Zeile des Bruches fungiert das verwertbare Mineral oder die Mineralien, in der mittleren Zeile die begleitenden tauben Mineralien, während in der untersten Zeile das Nebengestein angegeben ist.

Die gebrauchten Abkürzungen sind folgende:

He = Hämatit	Kalkop = Chalkopyrit
Li = Limonit	Ac = Aktinolit
Si = Siderit	Kv = Quarz
Pi = Pyrit	Carb = Karbonate
Ma = Malachit	Alb = Albit
Te = Tetraedrit	Mn = Manganoxyd
Mg = Magnesit	

A) Erze.

1. Kupfererzvorkommen von Bankó. (Auf der beigeschlossenen „Karte der Mineralvorkommen in der Umgebung von Kassa“ mit der No. 16 bezeichnet.) Nebengestein das bei der Aufzählung der Gesteine der Szepességer Decke unter 5. angeführte oberkarbonische Konglomerat und Sandstein. In diesem sind karbonat-quarzhältige Adern zu finden. Nach den, an den Schutthalden gefundenen Stücken, sind diese Gänge nur ein paar cm stark und enthalten Pyrit, Limonit, Siderit, Chalkopyrit und Malachit. Das Erz ist in eingestreuten kleinen Körnern von Maximal 0.5 cm Durchmesser vorhanden. Die oft gut entwickelten Pentagonododekaeder der Pyritkristalle zeigen Anlauffarben, so dass ihre Farbe der des Chalkopyrits ähnelt. Mit Säuren behandelt verschwinden indessen die Anlauffarben, um der charakteristischen goldgelben Farbe des Pyrits Platz zu machen. Im Gangquarz sind Rhomboederabdrücke zu finden, an deren Wänden mehr oder weniger starke Limonitkrusten sind. Diese dürften nach Siderit oder Ankerit entstanden sein. In den unterirdischen Aufschlüssen habe ich bei den Luftschacht in der Gegend der Aufbrüche wohl einige dünne Quarzadern in den jetzt noch befahrbaren Teilen des Bergwerkes aber nirgends Erz gesehen. Wahrscheinlich haben die versetzten Stollen zu den Erznestern geführt. Auf der beigeschlossenen Kartenskizze habe ich das ganze Gebiet, auf dem irgendwelche Spuren von Bergbau — also Schutthalden, Schurfgruben usw. — zu entdecken

waren, eingezeichnet. Alle Spuren konnten nicht einzeln bezeichnet werden, nachdem die Schurfgruben am Kamm der ϕ 523 fast jeden Fussbreit Erde bedecken. Die befahrbaren, unterirdischen Aufschlüsse habe ich ebenfalls vermessen. Diese sind nach der Kartenskizze zwischen der Stollenöffnung und dem Luftschaft placiert. Ein Teil des Stollens stand bei meinem Besuch unter Wasser. Nach meinem Besuch wurde der Stollen verschlossen und das Wasser aufgestaut, und die unterirdischen Quellen in die Wasserleitung von Kassa eingeschaltet. Demnach kann das Bergwerk im Falle irgendwelcher Aufschlussarbeiten nur durch den Luftschaft befahren werden. Der Bergbau wurde, wie dies aus der Kartenskizze ersichtlich ist, auf einem ungefähr 600 m langen und 30—100 m breiten Gebietsstreifen betrieben. Auf Grund der Schutthalden und des bewegten Materiales muss hier ein ernster Bergbau betrieben worden sein. Andererseits halte ich dieses Erzvorkommen auf Grund der ärmlichen Erzspuren und der langen tauben Strecken nicht bauwürdig.

2. Im gleichen oberkarbonischen Konglomerat befinden sich, in dem Steinbruch neben der Autostrasse nach Bankó, ebenfalls Erzspuren. (Fundstelle No. 14. der Kartenskizze.) Hier fand ich in den quarzigen, karbonathältigen Adern Fahlerzspuren. Dieses Fahlerz besitzt einen Kupfer-, Antimon- und Eisengehalt. An den Klüften des Gesteines findet sich ein wenig Manganoxid.

3. Über die Kupfererzschürfungen in der Gegend der Eprestető- (Jahodna) Kuppe habe ich eine andere detaillierte Kartenskizze angefertigt. (No. 17 auf der Übersichtskarte.) Nebengestein bildet hier der bei der Aufzählung der Gesteine der Szepességer Decke unter 7. angeführte *unterpermische* Schiefer. Die Erze der quarzig-karbonatigen Nester sind auf Grund der Funde an den Schutthalden: Pyrit, Limonit, Siderit, Malachit und Tetraedrit. Im Malachit kommt auch Azurit in Spuren vor. Im Quarz sind Rhomboederabdrücke vorhanden, die ebenfalls mit Limonit ausgefüllt sind. Sie bezeichnen die Stellen der verwitterten Sideritkristalle. Der Tetraedrit ist kupfer-, eisen- und antimonhaltig. In den beiden Stollen die neben der Strasse nach Kassabéla liegen, dürfte die Fortsetzung des gleichen Erzvorkommens erschlossen worden sein. Diese Stollen liegen unmittelbar neben der heutigen slowakischen Grenze. Der Stolleneingang befindet sich noch auf ungarischem Gebiet. Der untere Stollen ist derart voll Wasser, dass er unbefahrbar ist. Das

Erzvorkommen in der Umgebung der Eprešető-(Jahodna) Kuppe halte ich ebenfalls nicht für abbauwürdig, nachdem die auf den Schutthalden gefundenen Stücke sehr arm an Erz sind.

4. Am Punkt 13. der Übersichtskarte sind in dem zum Auroral-Tal gefalteten Fillit kleine Pyriteinstreuungen zu finden.

5. Im Porphyroid des aus dem Csermely-Tal abzweigenden Szölös (= Vinyina —) Grabens sind an der mit No. 14. bezeichneten Fundstelle der Übersichtskarte Pyrithexaeder zu finden. Die Kantenlänge der Hexaeder erreicht 1 cm.

6. Bei der Mündung des Aurora-Tales, sowie am dieses Tal von O begleitenden steilen Kamm in dem Grünsteinschiefern, treten dünne Erzadern auf. (Fundstelle 19 der Übersichtskarte.) Hier sind in den zerklüfteten Felsen des Grünsteinschiefers Pyritkörner in den Quarzadern vorhanden. In den Höhlungen der Klüfte sind ausserdem einige Millimeter grosse, sehr schön entwickelte Albitkrystalle zugegen. Wo kein entsprechender Platz zur Verfügung stand, ist der Albit in dünnen Schnüren ausgebildet. In den, im Bachbett befindlichen Felsen ist ein blassgrünes, faseriges Mineral zu finden, das Adern von 1—2 bis 10 mm Stärke bildet. Die mikroskopische Untersuchung lässt es als Aktinolithasbest erkennen. Wegen der geringen Menge und der Kürze der Aktinolithfasern hat diese Vorkommen nur eine theoretische Bedeutung.

7. Hämatitvorkommen im Grünsteinschiefer im Steinbruch W-wärts der von der Eprešető- (Jahodna) Kuppe gegen das Ottilien-Schutzhaus führenden Strasse. (Vorkommen No. 10 der Übersichtskarte.) In den Höhlungen des Grünsteinschiefers sind einige mm starke Hämatit-Ausfüllungen vorhanden, die stellenweise ganz gut entwickelte Kristalle enthalten. Andererseits sind entlang der das Gestein zerklüftenden Sprünge einige mm. starke Hämatit-Harnische anzutreffen.

8. Die auf der Übersichtskarte mit 8, 9 und 10 bezeichneten Fundstellen hängen mit dem Granit oder dessen Ganggesteinen zusammen. Praktisch sind sie absolut unbedeutend. In theoretischer Hinsicht bieten sie wichtige Anhaltspunkte für die Entstehung der Erze. Vor allem erwähne ich, dass sowohl im Granit, als auch im Aplit und in den Lamprofirgängen einige mm grosse Pyriteinstreuungen vorhanden sind. Diese sind aus dem Silikatschmelz abgeschieden, sind also magmatischen Ursprunges.

Einer anderen Beurteilung unterliegen jene Hämatitadern, die

mit den im Granit verlaufenden Aplitgängen im Zusammenhang stehen. Auf dem beigeschlossenen Lichtbild ist zu erkennen, dass der Hämatit am Rande der im Granit befindlichen Aplitgänge in zusammenhängenden Adern auftritt. S. Abb. 1. Diese Hämatitadern überziehen bei der Berührung mit dem Aplit kleinere oder grössere Partien desselben netzartig, so dass das Gestein als eine Aplitbreccie mit Hämatit Bindemittel erscheint. Von der Grenzfläche an nimmt die Hämatitmenge zu, um endlich eine einige mm starke reine Hämatitader zu bilden. Unter dem Mikroskop sind im Aplit ausserdem noch dünne Karbonatadern zu erkennen. Der Zusammenhang des Hämatitvorkommens mit dem sauren Magmarest des Granits steht ausser jedem Zweifel. Andererseits ist der Hämatit erst nach der Erstarrung und Zerklüftung des Aplitganges entstanden. Die Hämatitbildung dürfte sich hier ungefähr in folgender Weise abgespielt haben: Nach dem Erstarren des letzten sauren Restschmelze und seiner infolge der Abkühlung erfolgenden Zerklüftung, kristallisierte der Hämatit aus. Dieses Vorkommen unterstützt die Ansicht jener Geologen, die die Szepességer Erzgänge mit Intrusionsgesteinen in Zusammenhang bringen. Der Zusammenhang mit den Quarz-Karbonatgängen wird durch die in den Aplitklüften sichtbaren mikroskopischen Karbonatadern unterstrichen. Diese treten indessen in den untersuchten Gesteinsexemplaren getrennt von dem Hämatit auf, wodurch es möglich erscheint, dass sie nicht gleichzeitig mit diesem entstanden sind.

An der Fundstelle No. 9 der Übersichtskarte ist der Hämatit an der Oberfläche verwitterter Granitfelsen zu finden.

Die bisher beschriebenen Erzvorkommen sind in praktischer Hinsicht bedeutungslos. Das einzige, auch produktiv interessante Erzvorkommen ist das folgende:

9. Das Eisenerzlager des Potoki Tales. (Fundstelle No. 11 der Übersichtskarte). Dieses Erzvorkommen liegt ausserhalb des systematisch aufgenommenen Gebietes. Ich habe es wegen der mir in die Hände gefallenen Erzstücke aufgesucht. Die Kartierung des Vorkommens, sowie die Aufnahme der Umgebung blieb für das nächste Jahr vorbehalten, doch kann ich über die Lagerungsverhältnisse des Vorkommens schon jetzt berichten.

Das Erzlager ist am Rande des mächtigen Amfibolitstockes zwischen dem Vas-Berg und der Gemeinde Felsőtökés entstanden. Dieser Amfibolitstock ist petrografisch nicht einheitlich. So-

wohl die Korngrösse, als auch die Bestandteile des Gesteines wechseln. Im ganzen kann er als Amfibolit bezeichnet werden, doch sind in verschiedenen Teilen des Stockes verschiedene Amfibolitypen zu finden. Stellenweise hat der Amfibolit sein ursprüngliches Gefüge erhalten, woraus festgestellt werden kann, dass ein dioritartiges intrusives Gestein gewesen ist. An der Grenze dieses Dioritstockes und der ihn bedeckenden Phyllit- und Sandsteinschichten ist der mit dem Phyllit konkordant einfallende Lagergang entstanden. Der Zusammenhang mit dem Phyllit ist gut sichtbar, nach dem stellenweise die Schieferungsflächen des Phyllit vererzten. Demnach hat der Dioritstock die Erzlösungen geliefert, deren Erzgehalt sich in den Hohlräumen des hangenden Phyllites abgelagerte.

Ich halte es für die wichtigste bergbaueologische Aufgabe des nächsten Jahres, den Diorit- (=Amfibolit-) Stock zu kartieren, nachdem ich die Erzvorkommen in dem, denselben mantelartig umgebenden Phyllit vermute. Nach der Kartierung wird das Gebiet das hinsichtlich der Vererzung in Betracht kommt, schätzbar sein.

Die Vererzung ist an der Fundstelle No. 11 der Übersichtskarte in einer ungefähren Länge von 50 m zu verfolgen. Der hämatitreiche Teil des Ganges ist ungefähr 1.5 m dick. Das Haupterz des — quarzig — karbonatischen Ganges ist Hämatit. Ausserdem kommen in Form kleinerer Körner untergeordnet auch Pyrit, Siderit, und Kalkopyrit in ihm vor. Nach der Analyse von Dr. Maria Vogl zeigt der hämatitreiche Teil des Ganges folgende Zusammensetzung: $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 81,35\%$ (als metallisches Eisen gerechnet $\text{Fe} = 53,90\%$). Die untersuchte Probe enthielt kein Kupfer.

10. Mit dem gleichen Diorit-Amfibolit-Stock steht die Fundstelle No. 18 der Übersichtskarte im Zusammenhang. Da sind am Kamm des Vasberges, der heute gleichzeitig die Grenze gegen die Slowakei bildet, Quarzgangstücke zu finden, in denen an Stelle des verwitterten Siderits Limonit zu finden ist.

B) Magnesitvorkommen.

1. Die Magnesitvorkommen in der Umgebung des Kassaer Vörösberges. (Fundstellen 1.—5. der Übersichtskarte.) In praktischer Hinsicht äusserst bedeutsam ist der am Vörösberg von Kassa beginnende und gegen NW streichende Magnesitzug, der durch Querwerfungen in mehrere isolierte Linsen geteilt wurde. Dieses Vorkommen musste ganz besonders detailliert kartiert werden, nach-

dem in den verhältnismässig guten Aufschlüssen zahlreiche feine tektonische Beobachtungen gemacht werden konnten, die in anderen Teilen des Gebietes unmöglich waren. Die vielen kleinen Details konnten auf dem Kartenblatt 1:25.000 nicht eingezeichnet werden, weshalb ich auf die Angaben der beigeschlossenen Detailkarte hinweise. Aus den, auf Grund dieser Karte gezeichneten Profilen geht hervor, dass sich die Falten der Schichtenserie schuppenartig aufeinandergeschoben haben. Die Magnesite sind an den Überschiebungsflächen der Schuppen entstanden, können also als Gänge betrachtet werden. Die Magnesitbildung hat indessen nicht nur die Überschiebungsflächen betroffen. Auch die umliegenden Gesteine wurden metasomatisch umgestaltet, wobei aber die Spuren der ursprünglichen Schichtung erhalten blieben. An Stellen, an denen die Magnesitbildung am stärksten war, ist die ursprüngliche Schichtung verschwunden. Der Magnesit zeigt an diesen Stellen eine auf die ursprüngliche Streichrichtung senkrechte, fast vertikal bankige Ausbildung. Die Magnesitbildung wurde auch durch den Aufbruch von eisenhaltigen Lösungen begleitet. Auf der Detailkarte habe ich an einigen Stellen die entlang der Überschiebungsflächen mit Eisenoxyd durchtränkten Teile bezeichnet. Derartige, durch Eisenoxyd gefärbte Partien kommen auch im Magnesit an zahlreichen Stellen vor. Somit können also die auf der Karte erscheinenden Magnesite nicht zur Gänze industriell verwertet werden. Das geförderte Material muss ständig kontrolliert werden, ebenso, wie dies beim Bauxitabbau der Fall ist. Besonders interessant ist der Umstand, dass sich der im Liegenden des Magnesites vorhandene dichte Krinoideenkalk des Karbon nicht zu Magnesit umgewandelt hat. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass eben die Dichte des Gesteines die Magnesitlösungen am Eindringen in den Kalkstein verhindert hat. Die umgewandelten Kalksteinschichten dürften entweder grobkörnigere Krinoideenkalksteine oder stark zerklüftete Kalksteine gewesen sein, weshalb sie sich in Magnesit umgewandelt haben. Der den Magnesit bedeckende Kalkstein ist grobkörnig, durchkristallisiert und mit Eisenoxyd durchtränkt.

Die chemische und petrografische Untersuchung all dieser Gesteine ist im Gang.

Der Magnesit wird stellenweise von den entlang der Diaklasen entstandenen weissen Quarzadern kreuz und quer durchzogen. Derartige Partien wurden vom Bergbau umgangen. Jedenfalls bringt das gemeinsame Vorkommen von Magnesit, Eisenkarbonat

und Quarz die Magnesitlager in sehr nahe chemische Verwandtschaft zu den quarzigkarbonatischen Eisenerzgängen des Szepes-Gömörer Erzgebirges.

Es ist auffallend, dass die starke Magnesitbildung der Umgebung des Vörösberges unmittelbar am Rand des grossen Bankóer Grünsteinschiefer (=Diabas)—Stocke vor sich gegangen ist. Es ist möglich, dass jenes magnesiumreiche Gestein die Quelle des Magnesiumgehaltes der Thermen, die die Magnesitbildung an dieser Stelle verursacht haben bildete. Ja selbst die übrigen kleineren Magnesitvorkommen in der Umgebung von Kassa befinden sich in der Nähe von Grünsteinschiefergängen. Gut ersichtlich ist dies bei den Vorkommen No. 6. und 7. der Übersichtskarte, die entlang des vom Vörösberg bis zur Herbek-Spitze streichenden Grünsteinschieferganges gelagert sind.

Die Beschreibung der einzelnen Magnesitaufschlüsse mag nun hier folgen:

Im dem am weitesten gegen O gelegenen Aufschluss des Vörösberges (Fundstelle No. 1. der Übersichtskarte) liegt unter dem Magnesit gepresster Sandstein, während er von einer überschobenen Phyllitfalte überlagert wird. S. Abb. 2. Unter der Phyllitfalte befindet sich tektonische Breccie, die mit 70° gegen S einfällt. Der Magnesitgehalt dieses Aufschlusses ist nur gering. Die Lagerungsverhältnisse sind aus dem Profil A—B ersichtlich. Durch eine Querwerfung von dieser getrennt, ist die auf der Übersichtskarte mit No. 2 bezeichnete Fundstelle zu finden, die in zwei mächtigen, trichterartigen Aufschlüssen studiert werden kann. Der eine ist 13 m, der andere 17 m tief. In letzterem befindet sich noch ein kleinerer, 12 m tiefer Trichter, so dass die ganze Tiefe dieses Aufschlusses 29 m beträgt. Der Magnesitkörper ist zwischen zwei Überschiebungsflächen gelagert. Gegen das Liegende ist gepresster Sandstein, im Hangenden überschobener Phyllit zu finden. Der Magnesit ist an vielen Stellen von Eisenoxyd durchtränkt. Stellenweise sind geradezu kalzitführende Limonitschichten anzutreffen. Diese eisenoxydhältigen Stellen erinnern an Quellenaufbrüche. Im grösseren Trichter bildet die eisenoxydhältige Schichte eine Falte mit steilen Flügeln. Auch im Magnesit sind Überschiebungsflächen vorhanden. In diesen ist eine dazwischengepresste schmale Phyllitschichte zu sehen. Eine derartige Schichte befindet sich in der Ostseite des inneren Trichters im grösseren Aufschluss. Der Magnesit setzt sich, durch Querbrüche unterbrochen und disloziert,

gegen NW fort. Danach folgt das auf der Übersichtskarte mit der No. 3 bezeichnete grösste Magnesitvorkommen des Vörösberges. An den Felsen des ungefähr dreieckigen Vorkommens sind Verkarstungserscheinungen sichtbar. Der Magnesitzug ist hier entlang einer grösseren Querverwerfung unterbrochen. Seine Fortsetzung finden wir erst bei der Fundstelle No. 4, der Übersichtskarte, am Hügel 360 m des Kartenblattes 1:25.000. Hier liegt der Magnesit zwischen dem liegenden Krinoideenkalk und dem hangenden rotbraunen Kalkstein. Zwischen dem Magnesit und dem liegenden Kalkstein sind entlang von Querverwerfung herausgepresste Phyllitfetzen zu finden.

Nach einer abermaligen grossen Querverwerfung folgt der 43 m tiefe Tagbau der Kassaer Magnesitfabrik. Der Magnesit ist auf liegenden Phyllit aufgeschoben. Zwischen dem Magnesit und dem Phyllit ist stellenweise der liegende Krinoideenkalk auffindbar. Über den dicken Bänken des hangenden rotbraunen Kalkes lagern sich diskordant tertiäres Grundkonglomerat und tonig tuffige Schichten mit dazwischengelagerten Diatomenschiefer. Die tertiären Schichten werden durch 5 Querverwerfungen in verschiedene vertikale Höhe stehende Teile gegliedert. Zwischen dem N-lichen und S-lichen Teil des Magnesit-Tagebaues wurde der von Quarzadern durchzogene Magnesit nicht abgebaut. Er bildet eine hohe Scheidewand.

Der Gesamteindruck, den wir hier empfangen haben ist der, dass die Magnesitschichtenserie entlang einer Hauptüberschiebungsebene als steile Schuppe auf die NO-lich vor ihr befindliche gefaltete Phyllitgruppe aufgeschoben wurde. Die am SO-Ende der Phyllitgruppe auf diese geschobenen Magnesitschichten sind selbst wieder in einzelnen Schuppen aufeinandergeschoben.

Die Querbrüche teilen den Magnesitzug in drei grössere Einheiten. Die weiteren tektonischen Glieder SW-lich des Magnesitzuges sind unbekannt. Nur am Vörösberg lässt sich erkennen, dass SW-lich der Magnesitgruppe, eine auf diese aufgeschobene liegende Falte des Phyllits folgt.

In der Umgebung von Kassa gibt es noch zwei kleinere Magnesitvorkommen. Das eine ist ein paar Meter grosses Nest, das aus Quarz, Magnesit und Dolomitadern besteht und am Waldweg nach Bankó liegt. (Fundstelle No. 6. der Übersichtskarte.) Aus qualita-

tiven und quantitativen Gründen ist dieses Vorkommen nicht abbauwürdig.

Das auf der Übersichtskarte mit No. 7. bezeichnete Vorkommen liegt an der S-Seite der Herbek-Spitze von Kavecsány. Hier befindet sich eine einige Meter grosse Magnesitlinse im Phyllit. Dieses Vorkommen liegt entlang einer grösseren Verwerfung. Die blattförmig gepressten Magnesitkrystalle werden durch dünnen, schwarzen kohligen Schiefer voneinander getrennt was also bedeutet, dass wir es hier mit einem typischen Pinolit-Magnesit zu tun haben. In produktiver Hinsicht ist dieses Vorkommen zu klein.

Hidrologische Verhältnisse.

Hier möchte ich nur auf zwei wichtigere Fragen hinweisen. Die eine betrifft die Quellenlinie des Sztrázsnik-Tales das von Kavecsány gegen O streicht. Hier entspringen entlang der Berührungslinie von Granit und Triasdolomit aus letzterem ausserordentlich wasserreiche Quellen. Deren Wasser könnte, trotzdem es voraussichtlich hart ist, zur Deckung des später gewiss anwachsenden Wasserbedarfes von Kassa herangezogen werden.

Die zweite Frage ist die nach den geologischen Verhältnissen der kohlsauren schwefeligen Lajos-Quelle von Kassa. Diese Quelle entspringt unmittelbar am Hernádufer aus dessen Alluvium. In der Nähe der Quelle steigen am Hernádufer ständig Gasblasen auf. Nach der geologischen Karte entspringt diese Quelle in der Hernád-Bruchlinie und erhält ihr Wasser aus dem unter dem Alluvium liegenden zerklüfteten Triasdolomit. Hierauf deutet die chemische Zusammensetzung des Wassers. Der Triasdolomit befindet sich ungefähr 200 m von der Quelle auch tatsächlich in einer steilen Wand an der Oberfläche. Dieses Vorkommen ist zweifellos eine tiefer gesunkene Fortsetzung des Várberg-Dolomites. Die Verwerfung, die diese Senkung verursacht, fällt in die Fortsetzung der NO-SW-lichen grossen Verwerfung des Száraz-Tales. Die Lajos-Quelle selbst befindet sich in der durch Alluvium verdeckten Verlängerung der Verwerfung. Die Gase der Quelle stammen aller Wahrscheinlichkeit nach aus, durch jungtertiäre Schichten bedeckten tertiären vulkanischen Bildungen am Ostufer der Hernád. Diese Gasexhalationen steigen entlang der Hernádbruchlinie auf und vermischen sich dort mit dem aus dem Dolomit aufsteigenden Wasser. Es steht ausser Zweifel, dass das ins Alluvium der Hernád einsickernde Hernádwasser die Quelle verdünnt und eventuell verunreinigt.

Deshalb wäre es ratsam, das Wasser der Quelle möglichst schon im Dolomit zu erfassen und von dem aus dem Alluvium der Hernád stammenden Wasser vollkommen zu isolieren. Diese Quelle ist einer der wertvollsten Naturschätze der Stadt Kassa. Ihre Entwicklung und Propagierung ist von allgemeinen Interesse. Der Stadtrat und die Ingenieure des Forstamtes haben in dieser Hinsicht schon einige Arbeiten durchgeführt. So ist am W-Rand des Parkes der Lajos-Quelle, etwas weiter ab von der Hernád, ein Pumpbrunnen errichtet worden, der dasselbe Mineralwasser liefert, wie die Lajos-Quelle. Um die Frage zu entscheiden, ob das Wasser dieser Quelle reiner ist (unvermischter) als das der Lajos-Quelle, wäre eine Analyse nötig. Sehr wichtig wäre die genaueste geologische Untersuchung der näheren und weiteren Umgebung der Quelle. So vor allem eine detaillierte geologische Aufnahme des linken Hernádufers, eine Kartierung der tertiären vulkanischen Gesteine und die Abteufung einiger Bohrungen, um die Tiefe des Dolomites und anderer älterer Gesteine unter dem Alluvium feststellen zu können. Sehr wichtig ist auch der von Direktor Dr. v. Lóczy anlässlich seines Besuchs entdeckte alte Quellenaufbruch. Diese alte Quellenspur beweist meine Auffassung, nach welcher die Überschiebungsebene der Szepességer Decke, bzw. die in deren Fortsetzung befindliche, den Triasdolomit verwerfende Bruchlinie eine Rolle spielen. Ich teile nun noch eine Analyse des Quellwassers durch J. Stollár mit und eine chemische Voruntersuchung, die durch das Közegészségügyi Intézet (Institut für öffentliche Gesundheit) durchgeführt wurde. Für die freundliche Überlassung dieser Daten danke ich der Leitung des Forstamtes der Stadt Kassa an dieser Stelle nochmals.

I.

1 Liter Wasser enthält:

Magnesiumkarbonat	0.5610 g
Kalziumkarbonat	0.5251 g
Natriumkarbonat	0.4220 g
Kaliumkarbonat	0.1282 g
Strontiumkarbonat	0.0303 g
Ferrokarbonat	0.0081 g
Natriumchlorid	0.4644 g
Lithiumchlorid	0.0088 g
Magnesiumjodid	0.0001 g
Strontiumsulfat	0.0332 g
Aluminiumsulfat	0.0051 g
Kalziumphosphat	0.0030 g
Natriumborat	0.0013 g
Hydrogensilikat	0.0574 g
insgesamt	2.2487 g

Halbgebundene und freie

Kohlensäure	1.0606 g
Schwefelwasserstoff	0.0032 g

Temperatur: + 10 C⁰

II.

Ergebnis der Voruntersuchung:

Keimzahl: 0

Bacillus coli: 0

Summe der festen Anteile: 1884 mg/l

Sauerstoffverbrauch: 0.56 mg/l

Chlorid: 287 mg/l

Nitrat: 0

Nitrit: 0

Ammoniak: Starke Spur

Alkalinität: 20.1 cm³ n/10 HCl.

Gesamthärte: 58.1 deutsche Härtegrad

Sulfat: viel

Eisen: sehr schwache Spur.

Das Wasser enthält viel eisenhaltiges Sediment.

Ich beschliesse meinen Bericht mit dem Hinweis, dass die mikroskopische Untersuchung der kristallinen Schiefer aus der Umgebung von Kassa, sowie ihre chemische Analyse, wie auch die auf die Entstehung der Magnesitlager bezüglichen Untersuchungen im Gange sind. Ich werde über sie später getrennt berichten.

Nachweis der wichtigsten verwendeten
Literatur:

1. I. Ferenczi: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und Umgebung, 1914.
2. — Die geologischen Verhältnisse des O-lich von Pöstyén gelegenen Teiles des Inovec-Gebirges, 1915.
3. — Geologische Beobachtungen im mittleren Teil des Inovec-Gebirges, 1916.
4. Gy. Kertai: Erzmikroskopische und paragenetische Beobachtungen aus dem Szepes—Gömörer Erzbirge. 1936.
5. S. Láng: Flussterrassen des Oberlandes, 1936.
6. L. v. Lóczy jun.: Die geologischen Verhältnisse der zwischen Vágújhely—Ószombat und Jablanc gelegenen Gebiete der Nordwest-Karpathen, 1914.
7. — Geologische Beobachtungen in den Nordwest-Karpathen im Sommer 1915.
8. T. Posewitz: Das Tal der Tarca zwischen Eperjes und Kassa, 1914.
9. Gy. Rakusz: Karbonfossilien aus Dobsina und Nagyvisnyó, 1932.
10. P. Rozlozsnik: Die bergbaugeologischen Verhältnisse von Aranyida, 1914.
11. — Die geologischen Verhältnisse von Dobsina und Umgebung, 1935.
12. F. Schafarzik: Beiträge zur genaueren geologischen Kenntnis des Szepes—Gömörer Erzgebirges, 1904.
13. Gy. Vigh: Geologische Beobachtungen zwischen den Grenzgebirgen der Komitate Nyitra, Turóc und Trencsén, 1914.
14. — Beiträge zu den geologischen Verhältnissen von Nemetpróna und Umgebung, 1915.
15. L. Zelenka: Aperçu sur la géologie des environs de Krompachy en Slovaquie, 1927.
16. — Aperçu sur la géologie de region située au Nord-Ouest de Kosice, 1927.

A KASSAI VASHEGY ÉS KASSAI HAVAS KÖRNYÉKÉN 1940. ÉVBEN VÉGZETT Bányageológiai felvételek.

Irta: dr. Földvári Aladár.

1940. évben felvettem a Kassa városától északnyugatra lévő Aranyida, Hilyó, Alsótökés és Felsőtökés községek közé eső területet. A felvett terület északi határa az 1940. évi magyar-szlovák határ, nyugati határa a Rozložník Páltól 1910. évben térképezett aranyidai terület, déli határa az Ida-patak Rudnokfürdőtől Alsótökés határáig, keleti határa közelítőleg az az észak-déli vonal, mely Alsótökésen és az Eprešetón (Jahodnatetón) át húzható. A felvett terület körülbelül 50 km².

Mivel a gyűjtött anyag feldolgozása még folyamatban van, jelentésem nem terjedhet ki minden részletre. A földtani viszonyok általános vázlatán kívül csupán az ércelőfordulásokat tárgyalom és ezek előfordulási viszonyainak érzékeltetésére 1:25.000 méretű ércelőfordulási térképet mellékelek.

I. Tektonikai viszonyok és a képződmények ismertetése.

A kőzetek határa, telérek lefutása a terület nyugati részén északnyugat-délkeleti irányú, a keleti részén pedig már ÉÉNy—DDK irányú. Legjellemzőbb hegyszerkezeti egység a Vashegyen keresztülhúzódó antiklinális („vashegyi antiklinális“) és az ettől keletre lévő „kassabélai szinklinális“.

Mindkettő északkelet felé irányuló ferde tengelyű. A „vashegyi antiklinális“ egy 1.5 km. hosszú szakaszon áttolódott az előtte lévő szinklinálisra északkeleti irányban.

A vashegyi antiklinálistól nyugatra lévő fillit területen kevésbé szembetűnőek a gyűrődések. Rudnokfürdő közelében az Ida-patak

völgye két gránit iakkolit részletet tár fel belső kontaktus udvarukkal együtt. Ezeket a gránitokat két északnyugat-délkeleti irányú vetődés hozta magasabb helyzetbe.

A terület felépítésében a következő kőzetek vesznek részt alulról felfelé haladó sorrendben.

1. *Amfibolit.* Eredetileg gabbró vagy diorit anyagból képződött, nagyfokú regionális metamorfozison átesett kőzetcsoporthoz tartozó, melynek a vashegyi antiklinális magjában felszínre kerülő, északon 2 km. széles, délfelé keskenyedő vonulatát a Vashegytől Alsótőkésig sikerült kimutatni.

2. *Fillit-csoport.* E néven fogható össze az a dinamometamorfozison keresztül ment üledékes rétegcsoporthoz tartozó, mely túlnyomó részben fillitekből, a fillitek közé települt vagy azokkal finom rétegekben váltakozó préselt homokkövekből,* kvarcithomokkövekből, fekete színű lidit rétegekből és grafitos fillitekből áll. Ezt a rétegcsoporthoz mai ismereteink mellett nem lehet szintekre tagolni.

3. *Alsóperm kori tarka palák vörös és halványzöld színű rétegei* a kassabélai szinklinálist alkotják. Kőzetei az előbbi csoportnál kisebb átalakulást szenvedett hemimetamorf üledékek.

4. A kassabélai szinklinális magjában az *Ottília menedékház* mellett *felsőperm kori konglomerátum és homokkő rétegek* találhatóak. Ezekben vörösszínű alsóperm pala és porfiroid kavicsok vannak.

Eruptívus kőzetek.

Az előbb felsorolt rétegekhez csatlakoznak azok az erős dinamometamorfozist szenvedett telérkőzetek is, melyek az 1—4. pont alatt felsorolt kőzetekkel együtt vettek részt a hegyképződési folyamatokban és így azokkal többé-kevésbé párhuzamos vonulatokban helyezkednek el.

5. Az 1—3. rétegcsoporthoz tartozó és velük együtt metamorfozist szenvedett *diabáztelések*, melyek ma *zöldkőpala* formájában állanak előttünk.

6. *Magnetites zöldpalák*, melyek a fillitcsoporthoz tartozóak. Eredetüket illetőleg csak a későbbi részletes mikroszkópi és vegyi vizsgálat alapján tudok állást foglalni. Ma csupán annyit állíthatok

* Az 1940. év utáni felvételeim alapján a fillitcsoporthoz tartozó préselt homokköveket különválasztottam. Ezek dinamometamorfozist szenvedett felsőkarbon homokkövek.

róluk, hogy mindig szorosan porfiroid telérek mentén lépnek fel és így keletkezésüknél kétségtelenül szerepe van a porfiroidok kontakt hatásának. Mikroszkópi képük alapján viszont az 5. pont alatt említett zöldkőpalákkal mutatnak rokonságot.

7. Az 1—3. rétegcsoportot áttörő és velük együtt erős dinamometamorfózist szenvedő *porfiroidok* nagyon változatos kifejlődésűek. Egyugyanazon telér különböző részei különböző nagyságú dinamikai hatásoknak voltak kitéve és így azonos telér különböző részei a préselődés különböző fokát mutatják. A terület nyugati részén gneisszerű kőzetek formájában, keleti részén pedig szericités finoman lemezes kőzetek alakjában jelennek meg. A terület középső részén durvaszemű, alig metamorfizált porfirt is találunk. A telérek nem egyenletes vastagságúak, helyenként megvékonyodnak, kivastagodnak, elágaznak, kereszteződnek. Megfigyelhető, hogy néhol tekintélyes fillitrészleteket zár teljesen körül a porfiroid telér. Helyenként a telér a gyűrődés következtében elszakadt, ilyen helyeken a telért lencsealakú, egymástól fillittel elválasztott porfiroid foltok sora jelzi. A fillitben néhol vékony, pár méter hosszúságú porfiroid telérek is találhatóak, ezeket térképen feltüntetni kicsiségük miatt nem lehet.

A porfiroid telérek nagyobb része a fillitcsoportban található, kisebb alárendelt előfordulások az alsóperm kori tarka palákban. Ez utóbbiak más kifejlődésűek. Ezen az alapon feltételezhető, hogy idősebb és fiatalabb porfiroidok vannak, azonban mindkét csoport dinamometamorfózist szenvedett. A felső perm konglomerátum már porfiroid anyagot is tartalmaz, ezért a fiatalabb porfiroidok keletkezése is a felső permnél idősebb.

*

Az eddig felsorolt kőzetek valamennyien kisebb nagyobb dinamometamorfózist szenvedtek. Az alább következő intruzív kőzeteknél dinamometamorfózis alig, vagy egyáltalán nem figyelhető meg.

9. A *gránitok* a fillit-porfiroid kőzetekből álló rétegcsoportot áttörték és benne lakkolitokat alkottak. A gránit közelében sikerült a megpörkölt fillitekből keletkezett belső kontakt udvarban kontakt palákat, kontakt csillámpalákat, szaruszirteket, a gránittól távolabb pedig a külső kontakt udvarban csomóspalákat találni. A gránit lakkolitból a környezetbe vékony, pár cm. vastag gránit, aplit és pegmatit erek hatolnak. Ezeken a préselődés nem

látszik. Viszont a kontakt udvarban a palák kaotikus gyűrődése figyelhető meg, ez a gránit intrúzió hatására keletkezett. A gránit közvetlen környezetében a palákban kvarcit erek és erős turmalinosodás jelentkezik, mint az intrúzió pneumatolitos hatásának terméke.

10. *Kvarcdiorit*; a vashegyi antiklinális vonulatban mintegy 4 km. hosszúságban az amfibolitot és fillitet áttörő, keskeny, a gyűrődés folyamán több darabra tagolt diorit vonulat van. Főtömegét sötétszürke, durvaszemű kvarcdiorit alkotja. Előfordul azonban feketeszínű aprószemű diorit is kis mennyiségben.

A gránit és diorit korát illetőleg nem sok támaszpontom van. Mindenesetre fiatalabbak, mint az erőteljesebb dinamometamorfózist szenvedett amfibolitok, fillitek, porfiroidok. Ezt bizonyítja geológiai fellépésük, kontakt udvaruk, zárványaik és mikroszkópi képük. A felsőperm konglomerátumban gránitkavicsot nem találtam. Azonban 1939. évben Kassa környéki felvételi jelentésemben megállapítottam, hogy karbonkori homokkövekben bőven találtam friss megtartású plagioklász, mikroklin és elég üde ortoklász kristályokat. A földpátok csak a dioritokból és gránitokból kerülhettek a karbon homokkövekbe és így ezen az alapon a gránit és diorit intrúziók intrakarbon koriak.

Ezzel a paleozói kőzetek sorozata lezárul és rajtuk kívül csupán egészen fiatalkori üledékek találhatók a hegyvonulat déli lábánál.

11. Hilyótól délre és délkeletre tarkaszínű *terresztrikus pliocén agyagok és homokok* található óriás kavics társaságában. A világosszínűek mint tűzálló agyagok hasznosíthatók.

12. Az Ida-patak északi oldalán nagyon szépen kifejlődött *kavics-terrasz* található, a völgy déli oldalán ennek nyoma sincs. A terrasza Aranyida környékén 600 m. t. sz. f., Hilyónál 420—500 m. t. sz. f. magasságú. Ilyen magasságban morfológiailag is jól jellemzett, azonban mellékvölgyek mentén jóval magasabba, 700 m. t. sz. f. magasságig is felhúzódik; itt morfológiailag már nem annyira terrasza, mint törmelék-kúp formájában jelentkezik. A terrasza Felsőtőkésnél 520—540 m. t. sz. f. magasságú. E terrasza viszonyáról a Hernád terraszaizhoz fontos felvilágosítást kapunk Kassától nyugatra a katonai gyakorlóterén. Itt 240—260 m. t. sz. f. magasságban pleisztocén Hernád-terrasza van, e felett a Zeininger-majornál határozott lépcsővel 280—300 m. t. sz. f. magasságban található az előbb leírt Ida-völgyi terrasza. Eszerint ez felső pliocénkorinak vehető.

13. *Lejtőtörmelék* különösen a hegygerinc déli lejtőjén talál-

ható, helyenkint felhúzódik a déli oldalon a főgerincig is. Az Ottlamente-dékház laposán a Kis-Vashegy keleti tövében fejlődött ki tőr-melék-plató.

14. *Alluvium* csupán a nagyobb völgyekben alakult ki. Azonkívül főleg a fillitgerincekbe vágódott völgyekben található görgeteg-tömegek térképezhetők alluviumnak.

II Ércelőfordulások.

Genetikai nézőpontból háromféle ércelőfordulás van a területen. Legjelentéktelenebb a kassabélai országút keleti oldalán néhány kutatóaknában és táróban észlelt kvarc-sziderit-kalkopirit fészkek előfordulása perm kori tarka palákban. Ezt az előfordulást már 1939. évi jelentésemben is megemlítettem, a mellékelt vázlaton 1. számmal jelöltem.

Sokkal fontosabb a Vashegy környékén észlelhető ércesedés. Úgy a Vashegy déli, mint a Kis-Vashegy északi lejtőjén sok helyen hematit-nyomok találhatók a kőzetek repedéseiben. Helyenként kvarc, albit és turmalin kíséri a hematitot. Hematitot találtam amfibolit, fillit, zöldkőpala és diorit repedéseiben. A kísérő ásványok és a mellékelt térképvázlatból kitűnik, hogy ezek az ércnyomok csak a diorit intrúzió pneumatolitos termékeiből keletkezettek.

Az ércesedés legerőteljesebb a Potoki-völgy déli oldalán a Kovalova-oldal bányakutatásainál, melyekről már 1939. évi jelentésemben megemlékeztem. Ez évben ezeket részletesen bejártam, mindössze 3 kutatótárnában és egy felszíni kutatóárokban lehet megfigyeléseket végezni. A három tárna egymás mellett kelet, nyugat és déli irányban halad. A keleti táró egyenes, 26.60 m hosszú, végig 255°60' dőlésű fillitet tár fel, ércnyomokat nem tartalmaz. A nyugati táró délnyugati irányba hajló, 56 m hosszú, 270°70' dőlésű fillitet tár fel. A déli táró 12 m-ig déli irányban halad, azután további 18 m-ig nyugat felé. A nyugati irányú részben víz van. A déli szakasz 0.5 m vastag hematitos kvarcte'ért tár fel, 240°35' dőlésű fillitekben. A hánnyokon levő ércet nyilvánvalóan e táró déli irányú szakaszából fejtették ki. A déli táró felett a felszínen 110 m hosszú délkeleti irányú kutatóárok húzódik, benne a táró szájától számítva 55 m hosszúságban érces telérdarabok találhatók. A táró bejárata előtt a hematitos telér a felszínen látható, itt 1.5 m vastag. Az ércetelér tehát 0.5–1.5 m vastagságú és 60 m hosszúságban feltárt. Főérce hematit, alárendelten sziderit, nagyon kevés limonit, pirit és kalko-

pirit, kísérőásványai kvarc és karbonátok. A keleti táró az ércelőfordulás fekvő, a nyugati táró a fedő rétegeit tárja fel.

Az ércelőfordulás földtani viszonyai a következőkben foglalhatók össze. A Potoki-völgyet amfibolit és diorit közé ékelt két keskeny fillitsáv keresztezi — e fillitsávokban található a diorit intrúzió hatására keletkezett vasérccek. A fillitsávok területét ajánlom zártkutatmányi lefoglalás és bányászati kutatás végett a m. Iparügyi Minisztérium figyelmébe. E helyet a mellékelt térképvázlaton I-el jelöltem.

Nagyarányú bányászat kifejlődését nem lehet remélni:

1. mert a pneumatolitos hematit ércek a Gömör—Szepesi érc-hegység területén sehohsem képviselnek nagy ércfelhalmozódást,
2. a diorit vonulat, mellyel az érc genetikailag összefügg, hamar szlovák területre csap át,
3. az ércfelhalmozódás tekintetében elsősorban számításba vehető fillitsávok kicsinyek, hosszuk nem haladja meg az 550, szélességük a 100 m-t.

Sajnos, az 1939. évben nagy területűnek ígérkező Potoki-völgyi amfibolit-diorit vonulattal összefüggő ércelőfordulások az idei részletes felvétel alkalmával nem váltották be a hozzájuk fűzött reményeket.

Az ércelőfordulások harmadik csoportja porfiroid telérekhez kötött. Ezek határán a mellékközetben lépnek fel érces telérek.

A mellékelt térképvázlaton 2-vel jelölt területen az Ottilia menedékház melletti völgyekben porfiroid telér közelében lévő perm palákban 10—15 cm. vastag hematit, sziderit, kvarc, baritból álló erek vannak. Gyakorlati szempontból jelentéktelen ez az előfordulás.

A felsőtökési Ruttenbergnek a térképvázlaton 4-el jelölt területén részben fillitben, részben porfiroidban régi bányakutatások nyomai vannak. Itt csupán a hányókon talált limonitfoltok mutatják, hogy a kutatást vasércce végezték. A Ruttenberg gerincét nyugatról határoló völgyben a térképvázlaton 3-al jelölt helyen porfiroid és fillit határon magnetites zöldpala lép fel. Fentebb a patakban és tőle keletre lévő gerincen hófehér kvarcit nagy tömbjei hevernek, melyekben néhol igen sok turmalin beágyazás van. Vasércet azonban csupán egy helyen találtam a kvarcit geodájában limonit alakjában.

Ugyanennek a porfiroid telérnek északnyugati folytatása mellett a Zsivenki hegyen magnetites zöldpala található a fillitben.

A zöldpalától keletre nagy területen található a fillitekben, azokból kimállva kisebb-nagyobb fehér telérkvarc darabok.

Ezen erőteljes telérnyomok és régi kutatások ellenére sem találtam a felszínen ércelőfordulásokat.

Sokkal biztatóbb ércnyomokat találtam a Lajos menedékháztól nyugatra, a Kassai havasról a Mislókai patak völgyében Hilyó felé húzódó porfiroid telér mentén. A Lajos menedékháztól délnyugatra 260 m-re fillit és porfiroid telér határán kis kutató tárót hajtottak, melyből sziderites kvarcos telér darabok kerültek elő, kevés pirit tartalommal. Ettől a ponttól a porfiroid telér mentén délkelet felé haladva, számos régi érc kutatás nyomát találhatjuk a sűrű erdőben. Legszebb ércnyomok a Mislókai patak völgyének nyugati lejtőjén, az erdőirtásnál lévő kis völgyben jelentkeztek. Halvány rózsaszínű kvarcitban hematit és magnetit érceket találtam. Ezek teljesen azonosak a később tárgyalandó hilyói ércelőfordulás anyagával.

A porfiroid telér a Mislókai patakba lehúzódva eltűnik és a völgy nyugati oldalán fillit váltja fel. Ezen a fillit területen is található a régi beomlott bányakutatások és hányók. A hányókon és fillit lejtőkön is található porfiroid darabok, azonban a rossz feltárási viszonyok miatt csak teljesen vázlatosan tudtam feltüntetni a porfiroid jelenlétét a fillit rétegek közt, jelezve, hogy a porfiroid telér rejtett folytatása itt is meg van. A Mislókai patakából Hilyó felé húzódik a porfiroid telér jól feltárt harmadik szakasza. Ezen a részen a porfiroid rendkívül durvaszemű, alig préselt, ércesedést mellette nem találtam.

Az 1940. évi felvételem legjelentősebb ércelőfordulását a Mélyvölgyből Hilyó felé húzódó porfiroid telér mentén találtam. Hilyótól északnyugatra 1300 m-re; az 567 magassági ponttól délnyugatra porfiroid telér és fillit határán vörhenyes színű érces kvarcit található. Hatalmas, több q-nyi tömbjei 900 m. hosszú és közepén 200 m. széles, két végén kiékelődő területet borítanak. A kvarcitot tömött hematit és ebben 0.5 cm-t is elérő magnetit oktaederek impregnálják. Mikroszkópi megfigyelésem szerint a kőzet tipikus granoblasztos szövetű kvarcsemekből áll, melyek között idiomorf, kékes reflexeket mutató magnetit és apró csepp alakú, vöröses színben áttetsző hematitszemcsék vannak. A kvarcsemek is tele vannak apró hematit zárványokkal.

A szöveti kép alapján megállapítható, hogy e kvarckőzet a porfiroid telér szegélyén keletkezett valódi telérkitöltés és nem a kör-

nyező fillit csoport homokkőrétegeinek érczel való átítatásából keletkezett.

Kérésre dr. Pantó Gábor ércmikroszkópi vizsgálattal hematitot és martitosodó magnetit kristályokat talált az ércmintákban.

A mellékelt térképvázlaton II-vel jelöltem ezt az előfordulást és zártkutatómányi lefoglalását és bányászati kutatását elsősorban ajánlom a m. Iparügyi Minisztérium figyelmébe.

Összefoglalóan megállapíthatom, hogy a porfiroid telérekkel kapcsolatos ércelőfordulások kivétel nélkül mind az északnyugat-délkeleti csapású porfiroid telérek északkeleti oldalán a porfiroid telér fekvőjében jelentkeznek. Ez a felismerésem úgylátszik a Gömör—Szepesi érchegység Kassa körüli részére általános szabályként fogadható el:

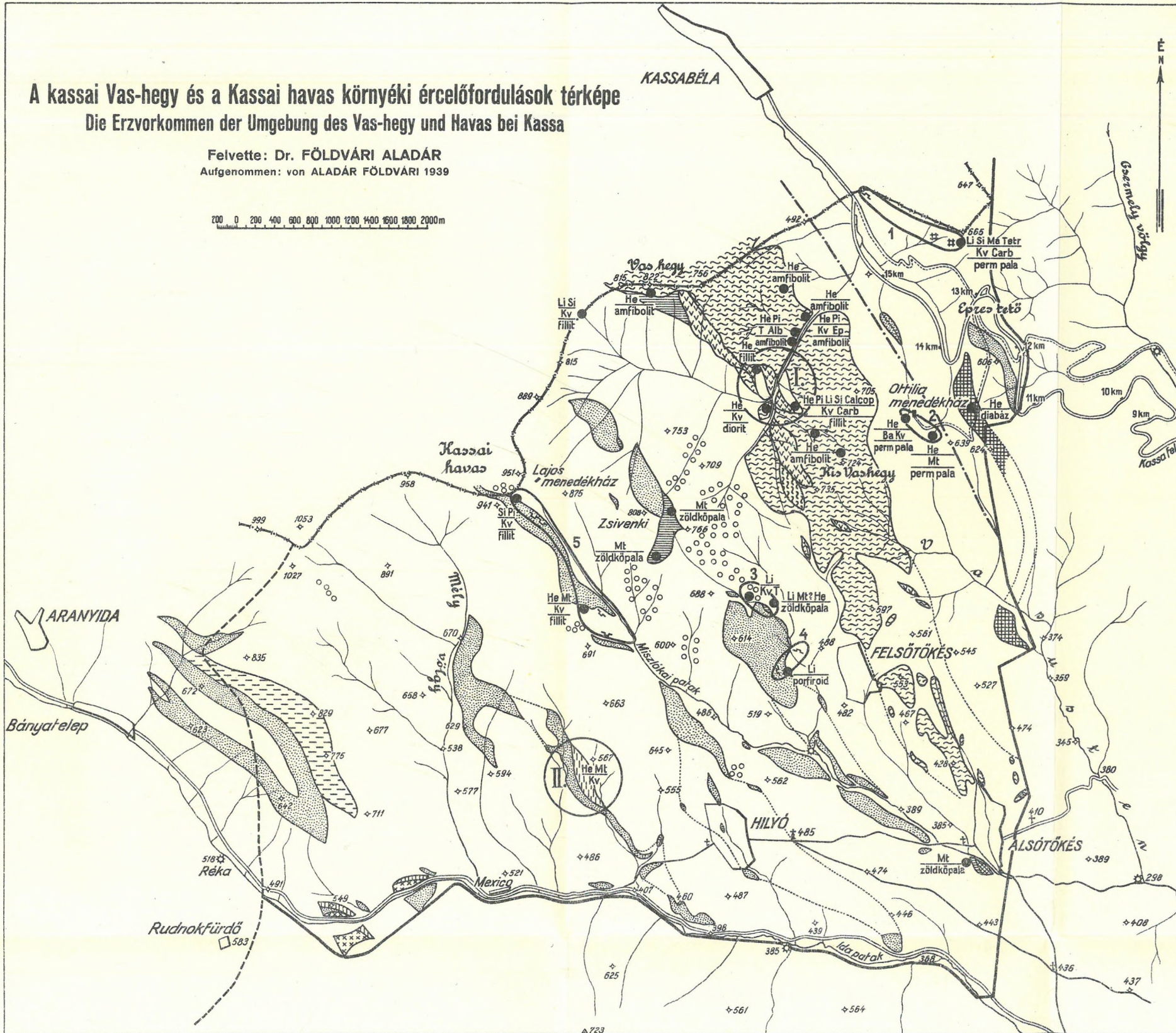
A területemen lévő kis gránit előfordulások mentén ércesedést nem találtam. 1939. évi jelentésemben a kassai Várhegy gránitjáról közölt megfigyelések alapján azonban megállapítható, hogy szerepe az ércesedésnél azonos a dioritével.

A kassai Vas-hegy és a Kassai havas környéki ércelőfordulások térképe

Die Erzvorkommen der Umgebung des Vas-hegy und Havas bei Kassa

Felvette: Dr. FÖLDVÁRI ALADÁR
 Aufgenommen: von ALADÁR FÖLDVÁRI 1939

200 0 200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 1800 2000m



JELMAGYARÁZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:

1. Magyar—szlovák határ
Ungarisch—slowakische Grenze
2. Rozložník Pál aranyidai felvételének keleti határa
Ostgrenze des von Paul Rozložník aufgenommenen Gebietes bei Aranyida
3. Földvári Aladár 1940. évi felvételének határa
Grenze des von A. Földvári im Jahre 1940 aufgenommenen Gebietes
4. Kassabélai szinklinális
Synklinale von Kassabéla
5. Ércesedett terület
Vererztes Gebiet
6. Ércnyomok lelőhelye
Fundstellen von Erzspreuen
7. Régi bányakutatások
Alte Schürfungen
8. Gránit
Granit
9. Kvarcdiorit
Quarzdiorit
10. Gabbro
Gabbro
11. Gránitok külső kontakt udvara (csomós palák)
Äusserer Kontakthof der Granite (Knotenschiefer)
12. Gránitok belső kontakt udvara (kontakt palák, szaruszirtek)
Innerer Kontakthof der Granite (Kontaktschiefer, Hornfels)
13. Porfiroid telérek
Porfiroidgänge
14. Ércesedett kvarcit a porfiroid kontaktusán
Vererzte Quarzite am Kontakt des Porfiroidganges
15. Zöldpalák eruptív közetek kontaktusán
Grünschiefer am Kontakt der Eruptivgesteine
16. Elváltozott diabáztelér
Veränderter Diabasgang (Grünsteinschiefer)
17. Amfibolit
Amfibolite
18. Nagyszemű földpátús amfibolit
Feldspatreiche grobkörnige Amfibolite
19. Telérkvarc lömbök és törmelékek
Gangquarzblöcke- und Trümmer

1-5

5. Ércesedett terület
Vererztes Gebiet
6. Ércnyomok lelőhelye
Fundstellen von Erzspreuen
7. Régi bányakutatások
Alte Schürfungen

8. Gránit
Granit
9. Kvarcdiorit
Quarzdiorit
10. Gabbro
Gabbro
11. Gránitok külső kontakt udvara (csomós palák)
Äusserer Kontakthof der Granite (Knotenschiefer)
12. Gránitok belső kontakt udvara (kontakt palák, szaruszirtek)
Innerer Kontakthof der Granite (Kontaktschiefer, Hornfels)
13. Porfiroid telérek
Porfiroidgänge
14. Ércesedett kvarcit a porfiroid kontaktusán
Vererzte Quarzite am Kontakt des Porfiroidganges
15. Zöldpalák eruptív közetek kontaktusán
Grünschiefer am Kontakt der Eruptivgesteine
16. Elváltozott diabáztelér
Veränderter Diabasgang (Grünsteinschiefer)
17. Amfibolit
Amfibolite
18. Nagyszemű földpátús amfibolit
Feldspatreiche grobkörnige Amfibolite
19. Telérkvarc lömbök és törmelékek
Gangquarzblöcke- und Trümmer

- | | | | |
|--------|------------|---|---------------------------|
| He | 20. He | = | Hematit
Hämatit |
| Si | 21. Si | = | Sziderit
Siderit |
| Li | 22. Li | = | Limonit
Limonit |
| Pi | 23. Pi | = | Pirit
Pyrit |
| Calcop | 24. Calcop | = | Kalkopirit
Chalcopyrit |
| Tetr | 25. Tetr | = | Tetraedit
Tetraedit |
| Mt | 26. Mt | = | Magnetit
Magnetit |
| Ba | 27. Ba | = | Barit
Baryt |
| Alb | 28. Alb | = | Albit
Albit |
| T | 29. T | = | Turmalin
Turmalin |
| Kv | 30. Kv | = | Kvarc
Quarz |
| Carb | 31. Carb | = | Karbonátok
Karbonate |

Az ércelőfordulásoknál szereplő kettős tört felső sorában az érc, a középsőben a kísérő ásványok, az alsóban a mellékkőzet van feltüntetve.
 In der oberen Reihe des zu den Mineralvorkommen angegebenen Doppelbruchartigen Zeichens stehen die Erze, in der mittleren die Gangarten, in der unteren das Nebengestein.

MONTANGEOLOGISCHE AUFNAHME DES VASBERGES VON KASSA UND DER KASSAER HAVAS.

Von Dr. Aladár Földvári.

Im Jahre 1940 nahm ich das NW-lich von Kassa gelegene Gebiet zwischen Aranyida, Hilyó, Alsótökés und Felsőtökés auf. Die Nordgrenze des bearbeiteten Gebietes ist die ungarisch-slowakische Grenze von 1940, die Westgrenze das von Paul Rozlozsnik im Jahre 1910 kartierte Gebiet von Aranyida, seine Südgrenze: der Ida-Bach von Rudnokfürdő bis zur Gemarkung von Alsótökés; die Ostgrenze annähernd jene N-S-Linie, die durch Alsótökés und Eprestető (Jahodna-Kuppe) gezogen werden kann. Die Fläche des aufgenommenen Gebietes umfasst ungefähr 50 km².

Nachdem die Aufarbeitung des gesammelten Materiales noch im Gange ist, kann sich mein Bericht nicht auf jede Detail erstrecken. Ausser der allgemeinen Skizzierung der geologischen Verhältnisse behandle ich nur die Erzvorkommen. Um die Fundstellen dieser Vorkommen zu veranschaulichen, schliesse ich eine Kartenskizze im Masstabe 1:25.000 bei.

I. Tektonische Verhältnisse und Beschreibung der Bildungen.

Die Gesteinsgrenzen sowie die Gänge verlaufen im W-lichen Teil des Gebietes in NW-SO-licher Richtung, während die Streichrichtung derselben im O-lichen Teil des Gebietes schon von NNW-gegen SSO verläuft. Die charakteristischeste tektonische Einheit ist die den Vasberg durchquerende Antiklinale („Vasberger Antiklinale“) und die O-lich von dieser verlaufende „Synklinale von Kassabéla“.

Beide besitzen eine gegen NO gerichtete schiefe Achse. Die „Vasberger Antiklinale“ ist in einem 1.5 km langen Abschnitt in

NO-licher Richtung auf die vor ihr befindliche Synklinale aufgeschoben.

Auf dem W-lich der Vasberger Antiklinale liegenden Phyllitgebiet sind die Faltungen weniger augenfällig. In der Nähe von Rudnokfürdő erschliesst das Tal des Rudnokbaches zwei Granit-Lakkolit-Teile samt ihrem inneren Kontakthof. Diese Granite wurden durch zwei NW-SO-lich streichende Verwerfungen in ihre gehobene Lage gebracht.

Am Aufbau des Gebietes nehmen folgende Gesteine in der Reihenfolge von unten nach oben teil:

1. *Amphibolit*: Eine Ursprünglich aus Gabbro oder Dioritmateriale entstandene Gesteinsgruppe die einer hochgradigen regionalen Metamorphose unterworfen war und deren im Kern der Vasberger Antiklinale an die Oberfläche gelangenden, im N 2 km breiten, sich gegen S-wärts immer mehr verschmälernden Zug vom Vasberg bis Alsótökés von mir nachzuweisen gelang.

2. *Phyllitgruppe*: Unter diesen Namen kann die einer Dynamometamorphose unterworfen gewesene sedimentäre Schichtengruppe zusammengefasst werden, die überwiegend aus Phylliten, aus dazwischengelagerten oder mit den Phylliten in feinen Schichten abwechselnden gepressten Sandsteinen*, Quarzitsandsteinen, schwarzen Lyditschichten und graphithältigen Phylliten besteht. Diese Schichtengruppe kann auf Grund unserer heutigen Kenntnisse nicht in weitere Horizonte zergliedert werden.

3. *Rote und blassgrüne Schichten unterpermischer Buntschiefer*. Diese bilden die Kassabélaer Synklinale. Die Gesteine dieser Gruppe sind hemimetamorphe Sedimente, die einer geringeren Umwandlung unterworfen waren, als die Gesteine der Gruppe 2.

4. Im Kern der Synklinale von Kassabéla sind neben dem Otilien-Schutzhaus *oberpermische Konglomerate und Sandsteinschichten* anzutreffen. In diesen sind rötliche unterpermische Schiefer und Porphyroid-Gerölle zu finden.

Er u p t i v g e s t e i n e .

An die oben angeführten Schichten schliessen sich jene, einer starken Dynamometamorphose unterworfen gewesenen Ganggesteine an, die gemeinsam mit den unter den Punkten 1—4 ange-

* Während meine Aufnahmen nach 1940. habe ich die sandigen Glieder der Phyllitgruppe abgesondert kartiert, da diese einer Dynamometamorphose unterworfenen oberkarbonische Sandsteine sind.

fürten Gesteinen an den tektonischen Vorgängen teilnahmen und deshalb in mehr oder weniger parallel zu diesen gelegenen Zügen angeordnet sind.

5. *Diabasgänge*, die die unter 1—4 angeführten Schichtengruppen durchbrechen und mit ihnen gemeinsam der Metamorphose unterworfen waren. Sie sind heute in der Form von *Grünsteinschiefern* zu erkennen.

6. *Magnetitführende Grünschiefer*, die in der Phyllitgruppe auftreten. Bezüglich ihres Ursprunges kann ich erst nach erfolgter eingehender mikroskopischer Untersuchung näheres sagen. Heute kann ich nur feststellen, dass sie immer dicht an Porphyroid-Gängen auftreten, und daher die Kontaktwirkung der Porphyroide bei ihrer Entstehung zweifellos eine Rolle spielt. Auf Grund des mikroskopischen Bildes hingegen zeigen sie Verwandtschaft mit den unter Punkt 5 erwähnten Grünsteinschiefern.

7. Die die Schichtengruppen 1—3 durchbrechenden und gemeinsam mit ihnen einer starken Dinamometamorphose unterworfen gewesenen *Porphyroide* bieten eine sehr abwechslungsreiche Ausbildung. Verschiedene Teile desselben Ganges waren verschiedenen grossen dynamischen Einwirkungen ausgesetzt, weshalb die verschiedenen Teile desselben Ganges verschiedene Grade der Pressung aufweisen. Sie erscheinen am W-lichen Teil des Gebietes in der Form von gneisartigen Gesteinen, während sie im O-lichen Teil desselben in einer serizithältigen dünnschieferigen Form auftreten. Im mittleren Teil des Gebietes finden wir auch grobkörnige, kaum eine Spur von Metamorphose aufweisende Porphyr. Die Gänge sind nicht gleich dick. Stellenweise sind sie ganz dünn, dann verdicken sie sich, verästeln sich und kreuzen sich. Es kann beobachtet werden, dass der Porphyroidgang stellenweise ansehnliche Phyllitteile gänzlich umschliesst. An einzelnen Stellen ist der Gang infolge der Faltung abgerissen. An solchen Stellen besteht der Gang aus einer Reihe von linsenförmigen, durch Phyllit voneinander getrennten Porphyroid-Flecken. Im Phyllit sind vereinzelt auch dünne, einige Meter lange Porphyroidgänge anzutreffen, die ich wegen ihrer Kleinheit auf der Karte nicht bezeichnen konnte.

Der grössere Teil der Porphyroid-Gänge ist in der Phyllitgruppe anzutreffen. Kleinere Vorkommen untergeordneter Bedeutung finden sich auch in den unterpermischen Buntschiefern. Diese zeigen eine ganz andere Ausbildung. Demnach kann angenommen werden, dass es ältere und jüngere Porphyroide gibt, doch

haben beide Gruppen eine Dynamometamorphose erlitten. Das oberpermische Konglomerat enthält schon porphyroide Materialien, weshalb auch die Entstehung der jüngeren Porphyroide vor das obere Perm fällt.

*

Die bisher aufgezählten Gesteine haben alle eine mehr oder weniger grosse Dynamometamorphose erlitten. Bei den nun folgenden Intrusivgesteinen kann eine Dynamometamorphose entweder überhaupt nicht, oder in ganz geringem Ausmasse beobachtet werden.

9. Die Granite durchbrachen die Phyllit-Porphyroiden Schichtengruppen und bildeten in ihnen Lakkolithe. Es gelang im Mantel des Granits einen, durch Umwandlung der Phyllite entstandenen, inneren Kontakthof festzustellen, in dem Kontaktschiefer, Kontakt-Glimmerschiefer, Hornfelsen und — weiter vom Granit entfernt — im äusseren Kontakthof, Knotenschiefer auftraten. Aus dem Granit-Lakkolit dringen dünne, einige cm dicke Adern von Granit, Aplit und Pegmatit in die Umgebung ein. An diesen ist keinerlei Pressung zu sehen. Im Kontakthof kann indessen eine chaotische Faltung der Schiefer beobachtet werden, was der Einwirkung der Granitintrusion zuzuschreiben ist. In der unmittelbaren Umgebung des Granites treten Quarzitadern auf und kann auch eine starke Turmalinisierung beobachtet werden. Diese sind Produkte der pneumatolitischen Wirkung der Intrusion.

10. *Quarzdiorit* tritt im Antiklinalzug des Vasberges in einer ungefähren Länge von 4 km auf. Er bildet einen schmalen, den Amphibolit und Phyllit durchbrechenden, infolge der Faltung in mehrere Stücke gegliederten Dioritzug. Die Hauptmenge besteht, wie schon erwähnt, aus dunkelgrauem, grobkörnigem Quarzdiorit. In geringen Mengen kommt indessen auch schwarzer feinkörniger Diorit in diesem Zuge vor.

Bezüglich des Alters des Granites und des Diorites besitze ich nur wenige Anhaltspunkte. Diese Gesteine sind jedenfalls jünger, als die einer stärkeren Dynamometamorphose unterworfen gewesenen Amphibolite, Phyllite und Porphyroide. Dies beweist ihr geologisches Auftreten, ihr Kontakthof, die in ihnen enthaltenen Einschlüsse und ihr mikroskopisches Bild. Im oberpermischen Konglomerat habe ich keine Granit Gerölle gefunden. Indessen habe ich in einem Bericht über meine Aufnahmen der Umgebung von Kassa im Jahre 1939 festgestellt, dass ich in den karbonischen Sandsteinen

reichlich gut und frisch erhaltene Plagioklas-, Mikrolin- und ziemlich frische Orthoklas-krystalle angetroffen habe. Die Feldspate können nur aus den Dioriten und Graniten in die Karbonsandsteine gelangt sein. Aus diesem Grunde besitzen die Granit- und Dioritin intrusionen ein interkarbonisches Alter.

Hiemit ist die Serie der paleozoischen Gesteine abgeschlossen. Ausser ihnen sind nur mehr ganz junge Ablagerungen am Südfuss des Bergzuges zu finden.

11. S-lich und SO-lich von Hilyó finden wir bunte *terrestrische pliozäne Tone und Sande* in der Gesellschaft von Riesen-schotter. Die hellen Arten sind als feuerfeste Tone verwertbar.

12. An der N-Seite des Ida-Baches liegt eine sehr schön ausgebildete *Schotterterrasse*, während an der S-Seite des Tales keine Spur derselben anzutreffen ist. Die Höhe der Terrasse beträgt in der Gegend von Aranyida 600 m. ü. d. M., bei Hilvó 420—500 m. ü. d. M. In dieser Höhe ist sie auch morphologisch gut charakterisiert. Doch zieht sie sich in den Seitentälern wesentlich höher, bis zu 700 m. ü. d. M. hinauf, wo sie morphologisch nicht mehr so sehr die Form einer Terrasse, als vielmehr eines Schuttkegels annimmt. Die Höhe der Terrasse beträgt bei Felső-tóké 520—540 m. ü. d. M. Über das Verhältnis dieser Terrasse zu den Terrassen der Hernád erhalten wir auf dem Exezierplatz W-lich von Kassa wichtige Aufklärungen. Hier liegt in einer Höhe von 240—260 m. ü. d. M. eine pleistozäne Hernádtterrasse, über die sich, beim Meierhof Zeininger in einer ausgesprochenen Stufe in einer Höhe von 280—300 m. ü. d. M. die oben beschriebene Terrasse des Idatales erhebt. Die Entstehung derselben ist somit ins obere Pliozän zu verlegen.

13. *Gehängeschutt* ist hauptsächlich am Südhäng der Berggrates zu finden, wo es sich stellenweise bis zum Hauptgrat hinauf zieht. Ein Schuttplateau hat sich auf der Kuppe des Ottilien-Schutzhauses am Ostfuss des Kisvasberges entwickelt.

14. Ein *Alluvium* hat sich nur in den grösseren Tälern gebildet. Ausser diesem können nur die Geröllmassen der in die Phyllitgrate eingeschnittenen Täler als Alluvium kartiert werden.

II. Erzvorkommen.

In genetischer Hinsicht finden sich dreierlei Erzvorkommen auf diesem Gebiete vor. Am unbedeutendsten sind die Quarz-Siderit-Chalkopyrit-Nester in permischen Buntschiefern, die an

der Ostseite der Landstrasse nach Kassabéla durch einige Schurf-schächte und Stollen erschlossen ist. Dieses Vorkommen wurde von mir schon in meinem Bericht von 1939 erwähnt und auf der bei-liegenden Skizze mit Nummer 1 bezeichnet.

Viel wichtiger ist die in der Umgebung des Vasberges wahr-nehmbare Vererzung. Sowohl an der S-Seite des Berges, wie auch am Nordhang des Kisvasberges sind in den Gesteinsspalten an vielen Stellen Hämatitspuren anzutreffen. Der Hämatit wird Stel-lenweise von Quarz, Albit und Turmalin begleitet. Ich fand ihn in den Sprüngen und Klüften von Amphibolit, Phyllit, Grünstein-schiefer und Diorit. Auf Grund der Begleitminerale und der beigeschlossenen Kartenskiezze ist ersichtlich, dass diese Erzspuren nur aus den Exhalationsprodukten der Dioritintrusion entstehen konnten.

Die Vererzung ist bei den Schürfungen am Kovalova-Hang an der Südseite des Potoki-Tales, über die ich schon 1939 berichtet habe, am kräftigsten. Heuer habe ich diese Vorkommen eingehend untersucht. Beobachtungen können indessen nur in drei Schurf-stollen und einem oberflächlichen Schurfgraben angestellt werden. Die drei Stollen verlaufen nebeneinander in N, W und S-licher Richtung. Der Oststollen ist gerade, 26.60 m lang, und erschliesst durchwegs Phyllit mit einem Fallwinkel von $255^{\circ} 60'$; er enthält keine Erzspuren. Der Weststollen biegt gegen SW ab, ist 56 m lang und erschliesst Phyllit mit einem Fallwinkel von $270^{\circ} 70'$. Der Süd-stollen verläuft bis 12 m in S-licher Richtung weitere 18 m gegen W. Der nach W gerichtete Teil enthält Wasser. Der S-liche Ab-schnitt erschliesst einen 0.5 m dicken hämatithaltigen Quarzgang der in Phyllit von einem Fallwinkel von $240^{\circ} 35'$ verläuft. Die auf den Schutthalden gefundenen Erze stammen offensichtlich aus dem nach S verlaufenden Abschnitt dieses Stollens. Oberhalb die-ses Stollens zieht sich ein 110 m langer Schurfgraben gegen SO, in dem bis zu 55 m von der Stollenmündung gerechnet, erzige-Gangstücke gefunden werden können. Oberhalb des Stolleneingan-ges ist der Hämatitgang an der Oberfläche sichtbar. Er ist an dieser Stelle 1.5 m dick. Der Erzgang ist also 0.5—1.5 m dick und in einer Länge von 60 m erschlossen. Das Haupterz ist Hämatit, daneben in untergeordnetem Masse Siderit, ganz wenig Limonit Pyrit und Chalkopyrit. Begleitminerale sind Quarz und Karbo-nate. Der Oststollen erschliesst das Liegende, der Weststollen das Hangende des Erzvorkommens.

Die geologischen Verhältnisse des Erzvorkommens können folgendermassen zusammengefasst werden. Das Potoki-Tal wird durch zwei schmale, zwischen Amphibolit und Diorit eingekeilte Phyllitstreifen durchkreuzt. In diesen Phyllitstreifen ist das durch Einwirkung der Dioritintrusion entstandene Eisenerz zu finden. Ich empfehle das Gebiet dieser Phyllitstreifen und ihrer Umgebung für die Erwerbung des Freischurfrechtes und der Durchführung von Schürfungen. Diese Stelle ist auf der beigeschlossenen Kartenskizze mit I. bezeichnet.

Die Entwicklung einer grösseren Bergbautätigkeit kann nicht erwartet werden. Die Gründe hiefür sind folgende:

1. Die pneumatolitisch entstandenen Hämatiterze bilden auf dem Gebiet des Szepes-Gömörer Erzgebirges nirgends bedeutende Erzanhäufungen.

2. Der Dioritzug, mit dem das Erz genetisch zusammen hängt tritt alsbald auf slowakisches Gebiet über.

3. Die hinsichtlich der Erzanhäufung in erster Reihe wichtigen Phyllitstreifen sind klein. Ihre Länge überschreitet nicht 550 m, ihre Breite nicht 100 m.

Leider haben die mit dem Amphibolit-Dioritzug des Potoki-Tales zusammenhängenden Erzvorkommen, — die im Jahre 1939 so aussahen, als würden sie ein grösseres Gebiet bedecken —, anlässlich der heurigen detaillierten Untersuchung die an sie geknüpften übertriebenen Erwartungen nicht erfüllt.

Die dritte Gruppe der Erzvorkommen ist an Porhyroid-Gänge gebunden. Erzgänge treten an den Grenzen derselben im Nebengestein auf.

An der mit 2 bezeichneten Stelle der Karte befinden sich in den Tälern neben dem Ottilien-Schutzhaus in den neben dem Porhyroidgang befindlichen permischen Schiefen 10—15 cm dicke Adern die aus Hämatit, Siderit, Quarz und Baryt bestehen. Dieses Vorkommen besitzt keine praktische Bedeutung.

Auf dem mit 4 bezeichneten Gebiet des Ruttenberges von Felső-tóké (siehe Kartenbeilage) sind zum Teil in Phyllit, zum Teil in Poryhyroid Spuren älterer Bergbauschürfungen zu finden. Hier deuten nur mehr die auf den Schutthalden vorhandenen Limonitflecke darauf hin, dass hier nach Eisen geschürft wurde. In dem, den Grat des Ruttenberges gegen begrenzendem Tal tritt an der, auf der Karte mit 3 bezeichneten Stelle, an der Berührungsfläche des Por-

phyroids mit dem Phyllit magnetithaltiger Grünschiefer auf. Weiter oben im Bachbett, wie auch am O-lich hiezu befindlichen Grat, liegen grosse schneeweisse Quarzitblöcke, die stellenweise viel Turmalin eingebettet enthalten. Eisenerz habe ich in der Geode des Quarzits aber nur an einer einzigen Stelle in der Form von Limonit gefunden.

Neben der NW-lichen Fortsetzung des gleichen Porphyroidganges ist am Zsivenki-Berg im Phyllit magnetithaltiger Grünschiefer zu finden. O-lich vom Grünschiefer können auf einem grossen Gebiete auf den Phylliten, aus demselben ausgewittert, kleinere oder grössere weisse Gangquarzstücke gefunden werden.

Trotz dieser kräftigen Gangspuren und der vorhandenen älteren Schurfspuren habe ich an der Oberfläche keine Erzvorkommen gefunden.

Wesentlich vielversprechendere Erzsuren fand ich W-lich vom Lajos-Schutzhaus, längs des sich von der Kassaer Havas gegen Hilyó im Tal des Miszlóka-Baches hinziehenden Porphyroidganges. 160 m. SW-lich vom Lajos-Schutzhaus wurde an der Grenze zwischen dem Phyllit und dem Porphyroidgang ein kleiner Schurfstollen vorgerieben, aus dem Siderit und quarzhältige Gangstücke gefördert wurden, die geringe Mengen von Pyrit enthielten. Von diesem Punkt SO-lich, längs des Porphyroidganges fortschreitend, kann man im dichten Wald die Spuren zahlreicher alter Erzsürfe antreffen. Die schönsten Erzsuren treten in den, bei der Waldrodung am Westhang des Miszlóka-Tales gelegenen kleinen Tälern auf. Hier fand ich im blassrosa Quarzitgang Hämatit- und Magnetitadern. Diese sind vollkommen identisch mit den Material des später zu behandelnden Erzvorkommens von Hilyó.

Der Porphyroidgang verschwindet im Miszlóka-Bach und wird an der Westseite des Tales durch Phyllit abgelöst. Auch auf diesem Phyllitgebiet sind eingestürzte, alte Schürfe und Schutthalden und den Phyllithängen sind ebenfalls Porphyroidstücke zu treffen. In dessen konnte ich die Gegenwart des Porphyroids zwischen den Phyllitschichten infolge der schlechten Aufschlüsse auf der Karte nur schematisch verzeichnen, hiemit andeutend, dass die Fortsetzung des Porphyroidganges, auch hier vorhanden ist. Der dritte, gut erschlossene Abschnitt des Porphyroidganges streicht vom Miszlóka-Bach gegen Hilyó. In diesem Teil ist der Porphyroid ausserordentlich grobkörnig, kaum gepresst, und ich konnte neben ihm keinerlei Vererzung feststellen.

Das bedeutendste Erzvorkommen meiner Aufnahmen im Jahre 1940 konnte ich entlang des Porphyroidganges, der sich aus dem Mély-Tal gegen Hilyó erstreckt, antreffen. NW-lich von Hilyó, 1300 m SW-lich von der Kote 567 ist, an der Grenze zwischen dem Porphyroidgang und dem Phyllit ein rötlich gefärbter, erzhaltiger Quarzit anzutreffen. Seine mächtigen, mehrere q schweren Blöcke bedecken ein 900 m langes und in der Mitte 200 m breites, sich an beiden Enden auskeilendes Gebiet. Der Quarzit ist mit dichtem Hämatit imprägniert, in dem bis zu 0.5 cm grosse Magnetitktaedern auftreten. Auf Grund meiner mikroskopischen Beobachtungen besteht dieses Gestein aus Quarzkörnern mit typisch granoblastischem Gewebe, zwischen denen sich idiomorphe, einem bläulichen Reflex zeigende Magnetitkörner, und kleine tropfenförmige, rötlich durchscheinende Hämatitkörner befinden. Auch die Quarzkörner sind voll kleiner Hämatiteinschlüsse.

Auf Grund des Gefügebildes kann festgestellt werden, dass das Quarzgestein eine selbstständige Gangausfüllung am Rand des Porphyroidganges bildet und nicht durch die Durchträngung der umgebenden Phyllitgruppe mit Erz entstanden ist.

Auf meine Bitte untersuchte Dr. Gabriel Pantó das Gestein mit dem Erzmikroskop und fand in den Erzmustern Hämatit und im Stadium der Martitbildung-betroffene Magnetitkrystalle.

Diese Vorkommen habe ich auf der beigeschlossenen Kartenskizze mit II bezeichnet. Ich empfehle dem ung. Gewerbeministerium in erster Linie die Erwerbung des Schurfrechtes und die Durchführung der Schürfungen.

Zusammenfassend kann ich feststellen, dass die mit den Porphyroidgängen zusammenhängenden Erzvorkommen ausschliesslich an der NO-Seite der NW—SO-lich streichenden Porphyroidgänge, in deren Liegenden vorkommen. Diese Erkenntnis scheint für den um Kassa gelegenen Teil des Szepes-Gömörer Erzgebirges als allgemein gültige Regel aufgestellt werden zu können.

Entlang der kleinen Granitvorkommen meines Gebietes habe ich keine Vererzung gefunden. Auf Grund meiner im Bericht aus dem Jahre 1939 mitgeteilten Beobachtungen über den Granit des Vár-Berges kann indessen festgestellt werden, dass seine Rolle bei der Vererzung die Gleiche ist, wie die des Diorits.

ADATOK ÁJFALUCSKA, JÁSZÓ ÉS DEBRÖD KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSÉHEZ.

(Jelentés az 1939. évi részletes földtani felvételekről.)

Írta: Dr. ifj. Noszky Jenő.

Az 1939. évi márciusi határmódosításokkal az országhoz csatolták a szepes-gömöri Ércshegység néhány kisebb részletét. Feladatom a m. áll. Földtani Intézet Igazgatóságának rendeletére a hegység Ájfalucska és Jászó közti területének a határbesarkallással elválasztott, két idősebb paleozoós részletének és a Debrőd—Szepsi és Somodi közt feltételezett vasércsterületek részletes földtani felvétele volt.

Felvételi területem csak elenyésző kis része a szepes-gömöri Ércshegységnek s így a főtömegével való összefüggéseinek nyomozása a közbeiktatódt szlovák-magyar határ miatt sem volt lehetséges. Megfigyeléseim a kőzetvonulatokat keresztben szelő országhatár miatt csak töredékesek. Kiegészítésük csak a csatlakozó keleti és nyugati területek későbbi földtani feldolgozásával képzelhető el s a most levont következtetéseknek az egészbe való beillesztése csak akkor lesz megokolt.

A terület felépítésében résztvevő rétegek az I. és II. számú térképvázlat szinkulcsának sorrendjében felülről lefelé a következők:

1. meder és ártéri kitöltés,
2. kultúrtaaj,
3. forrás-mészkő,
4. lejtőtörmelék,
5. vörös agyag,
6. kavicsos-, homokos-, agyagos rétegek (pannoniai),
7. mész-kavicsból alakult konglomerátum (pannoniai),

8. sárga, kövületes, édesvizi mészkövek, szürke- vagy sárga márgák és széntartalmú tarka agyagok (pannoniai),
9. fehéressárga mészkő (Jura),
10. jól el nem különíthető világosabb szürke, kékes-szürke, halványlila, rózsaszínű, vagy sárga mészkövek (felső triasz),
11. világosszürke mészkő (Ladini),
12. sötétszürke, vagy fekete, fehér, részben vörös kalciteres mészkő, szürke és ibolyásvörös sarkos mállású dolomitos mészkő és sötét vöröses, vagy fekete préselt palák (Guttensteini),
13. zöld palás sorozat (szürkészöld gyűrt pala, zöld pala és vörös aprószemű konglomerátum (Werfeni),
14. fehér, vagy szürke finomabb, vagy durvábban szemcsézett kristályos, lemezes mészkő (Felső karbon),
15. uralkodóan szürke homokkő, közbetelepült szemcsés mészkő lencsékkel (felső karbon),
16. barnásszürke, részben vörösbarna színű, homokos gyűrt mészkő (felső karbon),
17. barnásszürke, vagy sárgásszürke dolomit,
18. sárga, tömött mészkő, földpát-szemekkel,
19. fillit-csoport,
20. szerpentin és fedője,
21. porfiroidok,
22. glaukofanitok.

Holocén képződmények.

Az idetartozó képződmények legfiatalabb csoportját a meder- és ártéri kitöltés teszi ki. Hasonlóan egészen fiatal az egykori erdőirtások területén a földműveléssel átalakított kultúrtaaj, amit térképemen ott tüntetek fel, ahol az alatta fekvő, szálban álló kőzet már fel nem ismerhető. A forrásmészkő néven e csoportba sorozott mésztufa még ma is képződik. Meg kell jegyezni azonban azt, hogy nagyrésze már idősebb s lerakódása nagy valószínűség szerint már a pleisztocén végén megindulhatott.

Pleisztocén képződmények.

A térképezett területen a lejtőtörmelék nagyrésze valószínűleg a pleisztocén folyamán alakult ki, bár képződése még

mindig tart. A lejtőtörmelékekhez lehetne sorolni még a Jászótól és Szepsitől Ny-ra fekvő halomvidék fedőrétegeinek egy részét is. Itt a rétegsorban sárga agyagok és finomabb homokok változnak, amelyben a környezetet alkotó kőzetek finom törmeléke majdnem teljes számban megtalálható.

A feltételesen idesorozott vörös agyagok, főleg a Debröd-környéki triasz lejtők alján, illetőleg szegélyén ismerhetők fel. Képződési idejük, ha a Somodi község mellett fekvő nagy köfejtő karsztosodott felületének mélyedéseiben található tömött és bauxit-szerű lencsákat figyelembe vesszük, az egykori bauxit képződési időszakkal is összefüggésbe hozhatók volnának. Nagyon valószínű, hogy e vörösayagok az egykor meglévő bauxittek többszörösen felcölgozódott anyagából eredhetnek, azonban mostani helyzetük e korba való sorozásukat teszi indokolttá.

Pliocén képződmények.

A felvett terület pliocén képződményei már régen felkeltették a geológusok figyelmét. Az idesorolt képződmények a régebbi geológusok megfigyelései alapján a legkülönbözőbb korokba nyertek beosztást (16., 13., 12., 6a.).

Megfigyeléseim szerint a pliocén legfiatalabb tagjának a homokos, kavicsos, agyagokkal váltakozó rétegsort vehetjük. Legjobb feltárásai a Hetény-pusztától kiinduló debrödi új bekötő út, építés alatt lévő, szerpentin kanyarulatai mentén láthatók. E képződmények lencsés szerkezete itt jól felismerhető. A homokok és kavicsok nagyrészt erősen legömbölyített kvarcsemekből tevődtek össze. A kvarcsemeket elég gyakran fekete, vagy barna limonitos kéreg vonja be. Gyakori az a jelenség is, hogy az agyagba ágyazott, limonitos kötőanyagú konkréciók lencsákat alkotnak bennük, vagy pedig 2—3 cm-es, limonittal impregnált kérgesedéseket hoztak létre. Helyenként a homokok és kavicsok cementeződtek össze a limonitos kötőanyaggal, de ezeknek a lencséknek vízszintes kiterjedése is alig egy-két méternyi. E rétegcsoporthoz a mélyebb részében helyezkednek el helyenként a finomabb és durvább szemű, vöröszínű, limonitos anyaggal impregnált homokkövek, melyeket a Sorpatak keleti oldalába torkolló, kétágú mellékárok tárt fel. Ilyen kifejlődésben még a somodii országúttól északra a rozsnyói püspök parkjának keleti falával párhuzamos kis erdősávban is megtalálni törmelék alakjában.

Az ebben a rétegcsoporthoz előforduló limonitos konkréciók és bekérgezések felkeltették a depródi élelmesebb lakosok figyelmét és e tőlük értékesnek tartott vasércekre kutattak is. Egyik-másik egy-két szekérre valót össze is gyűjtött ebből az anyagból, azonban értékesíteni nem tudták.

A kavicsos rétegek alatt következik második szintként a vörös kötőanyag segítségével mészkő-kavicsokból összecementeződött, sok helyen feltűnően jól rétegezett, vékonyabb-vastagabb pados konglomerátum. A szepsii Szőlőhegyen ezt a pados konglomerátumot előszeretettel fejtik és építkezésre is felhasználják. Összetétele igen változó. Helyenként a mészkő-kavicsok nagysága emberfejnyi, máshol csak borsó-, vagy mogyorónyi. A környezet triász rétegeinek minden kőzet-típusát megtaláljuk a kavicsok közt, sőt olyan szemek is előfordulnak benne, melynek származási helyét, mivel hasonló kőzetet az átvizsgált területen nem tártak fel, most megállapítanom nem sikerült. Egy érdekes kavicsot találtam a Cserebokrok egyik durva padjában. Az ebből kikerült megalodusok a dachsteini típusú mészkőnek meglétét bizonyítják, bár ilyen megalodusos mészkő szálban való előfordulását sehol sem tapasztaltam. A megalodusok arra hívják fel a figyelmet, hogy a tornai déli mészkő-vonulat alapos paleontológiai gyűjtéseken nyugvó, részletes felvételét nem lehet sokáig halogatni.

E különös konglomerátum képződmény származásáról és lerakódásának körülményeiről S ó b á n y i (12.) nyújt részletesebb megfigyeléseket és von le érdekes következtetéseket. Leírása szerint most térképezett területemnél távolabb is előfordul.

Somodi nyugati végén a kőfejtő felé vezető út mentén, valamint a kőfejtő melletti nyeregben, világosan látszik, hogy e mészkő konglomerátum fekvőjében van a múlt század kilencvenes éveiben olyan érdeklődéssel kísért, somodii szentelepeket tartalmazó rétegsor. Alkotó rétegei közt édesvízi mészkő, erősen meszes márga, különböző színű tarka agyagok ismerhetők fel. A kőfejtőtől lefelé húzódó árokban jól látható, hogy az agyagok és márgák erősen gyűrtek és meglehetősen meredek lejtésű kis redőkbe szedődöttek. Sajnos ma már az egykor virágzó szénbányászatnak egy kiégett salakhányó az egyedüli nyoma csak, úgyhogy az irodalomban ismertetett rétegsorrendjének ellenőrzése, illetőleg felismerése teljesen lehetetlen. A Köszörüsdomb és a Bercsi-kút közti területen a kövületes édesvízi mészkő és márga a néhány, frissen telepített szőlőföldön sűrű törmelékben kerül a felszínre.

Az utóbbiakból kikerült, aránylag rossz megtartású kövületek, valamint a mészkő struktúrája és földtani helyzete e képződménynek egészen fiatal jelleget adnak.

Idősebb Lóczy és Sóbányi (6a., 12.) megállapításait Schréter és Sümeghy revidéálták. A gyűjtött anyag alapján bebizonyították e rétegek fiatal, középső, illetőleg felső pannóniai korát (10. és 15.).

Az édesvizi mészkő korának megállapításával azonban véleményem szerint a széntelep képződési ideje véglegesen még nem dönt el. A széntelepnek a felszínen ma sehol sincsen nyoma s így csak a részletesebb kutatás, vagy a cseh cég által lemélyített kb. 600 m mélységű kutatófúrás állítólag Pozsonyba került mintanyagának feldolgozásával lehetne a nyitvavevő kérdést eldönteni. A fúrás helye közelében talált fúrásí törmelék anyaga ugyanis nagyon eltér a felszíni képződményektől. Értékes adatokkal szolgálhatna még a Bercsi kút közelében lévő szőlők közeltörmelékében előforduló növénylenyomatok begyűjtése és részletes feldolgozása is.

Mindenesetre az bizonyos, hogy a felső homokos-kavicsos rétegek, amelyek a Bódva balpartjától egész Kassáig húzódnak, a somodii *Vivipara* sp-es rétegeknél jóval fiatalabbak s talán inkább a levantikumba tartozhatnak.

A Bercsi kút melletti szőlők törmelékében az édesvizi mészkő rétegcsoportjában igen sok limonitos fészket és bekérgezést láthatunk, azonban e limonit-előfordulásnak ipari jelentősége nemigen lehet.

A pliocén képződményeknél idősebb harmadkori, illetőleg kréta-üledékek a területen nem bukkannak elő.

Júra képződmények.

A terület mezozoikumának legfiatalabb kimutatható tagja az alsó liász szintjét képviselő, sárgásszürke, vagy fehéressárga mészkő. Egyetlen folton a jászói Nagykőszikla meredekfalú szikla bércének tetején volt felismerhető, a háromszögelési-pont gúlatornya közelében. Itt *Atractites* sp. töredékek és meglehetősen rossz megtartású ammonites töredékek kerültek ki a kőzetből. Részletesebb gyűjtést kellene az említett ponton végezni, hogy a liász eme legtávolabbi pontjának részletesebb beosztását, ill. szintjének megállapítását elvégezhesük, mivel a most gyűjtött töredékes példányok erre nem alkalmasak.

Triász képződmények.

A triász korszakot képviselő, tömött és jellemzően kövüleszegény mészkövek csak nehezen és éles határok nélkül különíthetők el egymástól. A meglehetősen rossz feltárási viszonyok miatt, világos és könnyen felismerhető rétegsorrendet felállítanom nem sikerült. Főleg kőzettani különbségek alapján a triásztagokat két nagyobb csoportba azonban mégis el lehet választani.

a) *Felső triász (?) rétegek.* Ide főleg a világosabb árnyalatú szürke, kékesszürke, rózsaszínű, sárgásfehér és az oldódás segítségével meglehetősen kidolgozott felületű mészkövek tartoznak. Megjelenésük, struktúrájuk és színük szerint sem különíthetők el jól azonban azoktól a mészkövektől, amelyeknek fő elterjedési területe Debrőd községben és környékén van. Ez utóbbi szürkéskékes mészkőfeleség néhány pontján, így a debrődi Templomdomb aljában és a Debrőd déli faluvégétől keletre lejtő kétágú árok oldalában egy kis börcöcskén mészalgákat és más kövületnyomokat sikerült találnom.

Az utóbbi helyen gyűjtött anyagban, a csiszolatokban látható foraminiferákon kívül, néhány a *Chemnitzia* génuszba tartozó csigát ismertem fel. A feltűnő nagy termetű mészalgafeleség egyidejűleg begyűjtött példányait Pia professzor *Teutloporella herculea* Stopp. fajnak határozta meg. Szerinte a kőzetben *Solenopora-ceák*, *Codiaceák* is vannak, de ezek közelebről nem határozhatók meg. A rétegek ladini voltát ezek alapján Pia* is biztosnak tartja.

A ladini emelet mélyebb részét képviseli a debrődi templomdombi mészkő. Az ott talált érdekes mészalga Pia szerint az igen ritka *Teutloporella nodosa* Schafh. sp.

A közel hasonló kőzetek szétválasztása az előbb említettek-től, ha felismerhető kövületet nem találunk, nem vihető véghez.

b) *Középső, esetleg már alsó triász képződmények.* Az ide sorolt kőzettípusok sem folytonos rétegsorrend egymásra következő tagjai. Tektonikai zavartság miatt a felszínen egymással kapcsolatba sem hozható foltok alakjában kerülnek felszínre. Így Ájfalucska északi részén a Pod-kaplicskom lejtőjén főleg kovásodott és lemezesre préselt, vörösszínű palás mészkövek és vörös mészkőtömbök kövületmentes rétegcsoportját ismerhetjük fel. A Gyurizikla nyergében sarkosan széteső, piros dolomitos mészkő bukkan

* Pia professzornak e helyen is hálás köszönetemet fejezem ki, az al-gák szives meghatározásáért.

elő. Ez utóbbihoz nagyjából hasonlóak a falucsikai Pirtyova-puty nevű út Skalka sziklája alatt feltárt és keskeny sávban térképezett vörösszinű mészkövek. Nagyrészt vörös dolomitos, sarkosan széteső és hasonló mállású szürke dolomitos mészkő, nagyobb kiterjedésű foltja húzódik az Ostra horka gerincén az ú. n. „Miglinci“ határór bódé környékén is. Látszólag azonosak azok a dolomitos mészkőpadok is, amelyek a jászói Szikla fehér mészkő alatti lejtőjén találhatóak.

Az irodalomban is említett fehér, vagy vörös kalciteres fekete „guttensteini mészkő“, melyet *Arthaber* (2) alsó triásznak tekint. területemen szintén előfordul. Elterjedését az ájfalucsikai határban a 671-es és a 707-es jelű hegyek csúcsa alatt, Jászó közelében a Kryskatető alatt, a tapolcai vízmű fölött, a Kiskő környékén és a jászói barlangtól D-re néhány kőbányában figyelhetjük meg. A somodii kőfejtőben is a fekete „guttensteini mészkövet“ fejtik.

Az eddig felvett terület aránylag kedvezőtlen, feltárási viszonyai is meglepően sok típusát nyújtják a triász különböző képződményeinek. Amennyiben a megfelelő csiszolat-vizsgálatokkal sikerül e típusok önállóságát igazolni és a kővületgyűjtések révén előkerült esetleges faunák is összhangba hozhatók lesznek, az eredményekkel olyan alap adódik majd, melynek segítségével a triász színtézése már véghezvihető. Erre különösen azért volna nagy szükség, hogy a szepes-gömöri Érchegység déli mészkővonulatát térképezni, illetőleg a tektonikáját tisztázni lehessen. E vizsgálatok végrehajtásának alapfeltétele azonban, hogy a Szádelői és Áji völgyek legjobban feltárt triász képződményeit vizsgálhassa és térképezhesse valaki.

Paleozoós képződmények.

Mivel rétegtani helyzetüket az adott, igen rossz feltárási viszonyok miatt eldöntenem ezideig biztosan nem sikerült, egyelőre fenntartással, mint legfiatalabb tagot idesorolom, az Ájfalucska környékén keskeny sávban a karbon és a triász rétegek közt húzódó, erősen gyúrt és meglehetősen nagy változatosságú rétegcsoportot. A feltűnő és leginkább a zöld palákra emlékeztető, mélységbeli kőzetből átalakult, egyik tagja alapján legjobban az ismertetett zöldkőpala-csoporthoz (9) hasonlítható e rétegsor. A jellemző zöld pala mellett szürkészöld és szürkésrózsaszín palák, aprószemű vörös és lilásszürke meszes konglomerátumok, limonit-kérgű zárványokat tartalmazó zöldessárga palák találhatóak még a rétegcsoportban.

Kövületet, sajnos, nem tartalmaznak. A régebbi szerzők leírásai alapján e rétegsor talán a „Werfeni palákkal“ is mutat hasonlóságot. Mivel e rétegek gömörmegeyi kifejlődését saját tapasztalataimból nem ismerem, célszerűnek látom e rétegsort addig a paleozoikumhoz csatolni. Jellemző még e csoportra, hogy főleg a benne található zöld palák hematit-erekkel átjártak. Hematitos ércesedést látni még helyenként az aprószemű konglomerátum egyes részeiben is.

Ájfalucska környékén a legfeltűnőbb és legelterjedtebb a fehér, vagy szürke, finomabb, vagy durvább szemcsés, lemezes, kristályos mészkő. Éles hegyhátakat és meredek sziklafalakat alkot. Legszebb feltárásai az ú. n. Vaskapuvölgyben (Rotbaumgrund Bach) és a Slubovy-harb ÉK-re húzódó árkaiban vannak. Jellemző reá, hogy az átkristályosodás folytán a szerves élet minden nyoma eltűnt belőle és a nagyfokú préseltség miatt helyenként vékonyau palásodott is.

E szemcsés mészkőnél idősebb rétegcsoportot a főleg szürke, finomszemű homokkő megpréseléséből keletkezett palák alkotják. Elég gyakran található bennük palásodott mészkőlelencsék is, melyek legtöbbször sötétebbszürke színűek. Ez a csoport jóformán sehol sincsen annyira feltárva, hogy jobban megfigyelhető legyen. Könnyen mállik és így a mészkövekhez viszonyítva lankás lejtőket alkot. Az Ájfalucska környéki értékes kaszálók csak ott alakulhattak ki, ahol az alapkőzetet ez a csoport képviseli.

A felső karbonba sorozható az előbbi szintekkel együtt az az erősen gyúrt, vörösbarna, vagy feketésszürke homokos meszes palacsoport is, melynek fő elterjedési területe Ájfalucska mellett a Bányaoldal, a Szabadhegy és a Kofcs Ny-i, illetve D-i lejtőin van. A homokos és meszesebb tagok szeszélyesen váltakoznak, de köztük még helyenként mészkőbreccsa közbetelepülések is megfigyelhetők. Sok, fehér kalcitérrel kitöltött repedés járja át e rétegcsoportot s jellemző reá, hogy éppen ezért legtöbbször sarkos törmelékké hull szét. Gyakran találunk benne olyan darabokat is, melyek élénkzöld malachitos foltokkal tarkáztak.

A szemcsés mészköveknél idősebb képződménynek tartom azt a sárgásszínű, helyenként világosabb kávébarna, vagy sárgásszürke dolomitot, amelyik az Ájfalucskáról Miglinc-pusztára vezető Pirttyova-puty nevű útban az Ostra skala szemcsés fehér mészköve alól kerül a felszínre. Erősen repedezett, igen finoman szemcsés

szerkezetű. Ez aránylag kis területen észlelhető dolomit előfordulás anyagát máshol seholsem sikerült megtalálnom.

Ugyancsak igen kis elterjedési területű az az okkersárga, tömött és szilánkos törésű mészkő-előfordulás is, amelyik a Vaskapuvölgy végződésénél a szlovák-határ közelében fakadó források körül figyelhető meg. Látszólag a szemcsés, fehér mészkő alá húzódik és itt-ott homokos közbetelepülések tarkítják. Jellemző e mészkőre, hogy csiszolataiban a karbonátos anyagban feltűnően sok a földpát-szemek lécalakú metszete is.

Felvételi területem üledékes eredetű rétegei között, legidősebb a fillit-csoport. Meglehetősen elütő és lépten-nyomon változó, erősen préselt kőzetfélések alkotják. A jellegzetes sötétszürke, agyagos fillittől a durvaszemcsés, kvarc-lencsés, szericites féleségeken át a jóformán tisztán kvarcos anyagból képződött, lemezes paláig, a legkülönbözőbb változatait találjuk. A nagyfokú gyűrttség miatt a különféle típusok szétválasztása nem vihető keresztül és jól követhető sorrendet megállapítani bennük nem lehetséges. Legnagyobb szabályszerűséget még a jászói Doboldér tető D-i részén, a Tapolcavölgy É-i vízmosásaiban láthatjuk. A porfiroidok vonulata fölött itt durva, erősen gyűrt, szericites-kvarcos fillit-sáv után zölden, vagy sárgán szétmálló, agyagosabb vonulat következik; míg ez utóbbit a gerincig főleg sötétszürke, vagy zöldes átkovásozott, tipusosabb fillites vonulat zárja le. Sajnos, az árkok közti mellékgerincek feltárási viszonyai annyira kedvezőtlenek, hogy ezt a szabályszerűséget követnünk ott már nem lehetséges, mert a különböző típusok törmeléke erősen keveredett.

Ez a fillitcsoport a már ismertett meszes, dolomitos, homokos felsőkarbonnál jóval idősebb. A fillitcsoport jóval erősebben gyűrt, mint a meszes, homokos csoport, amit az is bizonyít, hogy a homokos palák homokkő eredete még jól felismerhető.

Érdekes két kis mészkő rögöcske ül a Tapolcavölgy D-i lejtőjén a fillit csoporton és közel hasonló az a feltárás is, amit az ájfalucskai Péterszikla mutat be.

Átalakult erupciós kőzetek.

Igen érdekes, de jelentéktlenebb kiterjedésű szerpentin előfordulást figyeltem meg a Miglincvölgyben. Ezt az előfordulást S ó b á n y i (12) jelöli már a térképén, de bővebben nem emlékezik meg róla. Itt a hatalmas forráscsoport mellett alig pár m²-nyi

területen bukkan a felszínre az ugyancsak alig pár méter széles, zöldesszürke lemezes pala sáv alól. A palák pedig a felső triász rózsaszínű és szürke mészkövei alá húzódnak. A szerpentin* dr. Földvári Aladár vizsgálata szerint a lemezes antigorit csoportba tartozik. Színe kékesfekete, zöld csúszási tükrök mentén cipó nagyságú tömbökre hull szét. A cipók héjszerűen, kérgesen válnak el. Feltűnően nagy mértékben gyúrt ez az egész szerpentin előfordulás. Ezt a szerpentin-előfordulást a falucskai és somodii gazdák mint érckövet emlegették s azt is elmondták, hogy több ízben is cseh kutatók lyukakat ástak a közelében.

Sokkal nagyobb jelentőséggel bír azonban a szerpentin-előfordulásnál a porfiroidok előfordulása a Tapolcavölgy É-i lejtőjének aljában. A porfiroidok itt több egymásba átmenő típusal jelennek meg. Erősen kiperéselték és nagymértékben átalakultak. Nagyrészt zöldesszínű, meglehetősen lemezes fajtáit tárták fel a halastóval szemben nyitott, régi kőfejtőkben. Az erősen kiperéselt és átalakult típusokon kívül, kisebb foltban előfordul azonban egy nem palás, csak kevésbé préselt, tömeges megjelenésű fajtája is, melyben az alkotó ásványok szabadszemmel is láthatók. A kőzet inkább durva szemcsés felépítésű. Ez az előfordulás a Doboldér tető 415-ös magassági pontjától a Tapolcába vivő kocsí-úttól K-re lévő, kétágú völgy közelében a sétaút mellett fekszik. A rendelkezésekre álló, aránylag rövid idő miatt kőzettani vizsgálatuk csak később történhetik meg. Azonosításuk a szepes-gömöri Ércshegység többi előfordulásaival csak a vizsgálatok elvégzése után lesz lehetséges.

Kétségtelenül a legérdekesebb és legnagyobb elterjedtségű az Ájfalucska-környéki glaukofanit. Ezt az érdekes kőzetet a szepes-gömöri Ércshegység több pontjáról ismertették már. (3., 1., 8., 9.) Kőzettani vizsgálatával részletesebben Rozlozsnik Pál (8) foglalkozott, aki az Ájfalucska melletti Banyiszközi előfordulását már megtalálta.

A glaukofánit a szemcsés lemezes mészkőnél fiatalabb vulkános működés terméke. A fehér mészkövet áttörte. Hogy a mészkő-

* A paleozoos kőzetek elkészült csiszolatait Dr. Földvári Aladár volt szíves átnézni, aki a gyűjtött kőzetanyagom részletes kőzettani feldolgozását is velt szíves vállalni, illetőleg tervbevette, hogy a szepes-gömöri Ércshegység kassakörnyéki vizsgálataival párhuzamosan e nélkülözhetetlen és érdekes anyagot is feldolgozza. Az eddig nyert szíves felvilágosításaiért és későbbi részletes vizsgálataimért e helyen is hálás köszönetem fejezem ki.

nél fiatalabb, arra a megjelenési formáján kívül még az is bizonyíték, hogy a szemcsés mészkővel határos részén gyűjtött, néhány kőzetpéldányán jól látszik az, hogy a glaukofános injekció a mészkő lemezei közé is behatolt s a csiszolatokban feltűnik az is, hogy a karbonátos részeket sokszor a glaukofánit öleli körül.

Az Ájfalucska környéki előfordulások e kőzet legkülönbözőbb típusait adják. Legszebb az a sötét kékeszürke, durvaszemcsés félesége, amit a Bányaoldal Ny-i lejtőjén, a Pacsaj-völgyben, az erdőhatár közelében találtam. E hegyoldalban azonban az uralkodó típus az aprószemcsés, zöldeskék, sötétpettyes, fehér albit-erekkel átjárt féleség, melynek repedéseiben vékonyabb-vastagabb hematit-telérkék figyelhető meg. Különösen érdekes az a földpát zárványos, kékesgyöngyszürke színű félesége, mely a Kofcs Ny-i lejtőjén a határt jelentő „Stósi út“ bevágásából származik. Elég gyakran fordul elő egy igen aprószemcsés, tömött, szinte ércnehézségű kobaltkék színű félesége is, melynek szétmálló anyagát festékköldnek gyűjtik össze a falucskaiak. A „Stósi út“ mentén a kis szélességű, hosszan elnyúló szemcsés fehér mészkővonulat előtti, útszéli keresztelnél világosabb zöld és már bomlásnak indult féleségét találtam meg.

Érdekes típusait találtam e kőzetnek a Szabadhegy feltársaiban. Itt a térképen feltüntetett nagy folt szürkészöld glaukofánit. E nagyobb folttól a falu felé, a lejtőn, előbukkan egy kis foltban egy elütő, mállottabb glaukofánit típus is. Különös érdekessége ennek a kis előfordulásnak az, hogy itt a típusosabb glaukofánit közelében erősen palás szericites féleségei is előfordulnak és a glaukofánon kívül Földvári megállapításai szerint turmalint is tartalmaznak. Megint más típust figyelhetünk meg a Lange Rücken Ny-i lejtőjén a szemcsés mészkővön keresztül törő, kis telér esetében, ahol a kőzet szürkés, zöldeskék színű és durvábban szemcsézett.

Az eddig felsoroltakon kívül azonban még számos átmeneti tagja figyelhető meg a glaukofánitnak, melyek behatóbb kőzettani vizsgálatok számára érdekes témát szolgáltatathatnának.

Meg kell jegyeznem még azt is, hogy a térképezett területen száiban csak a szorosán vett szemcsés lemezes mészkőekkel kapcsolatban lép fel, mert a fillit területen feltüntetett, két kis foltjából csak törmelékes előfordulásra következtethetünk.

A glaukofánit tömzsszerű előfordulásának, azaz kitörési centrumának a Bányaoldal és a Kofcs nagyobb foltjai s az ezek-

ből kiágazó vékonyabb és tektonikailag elaprózott teléreinek a többi hosszán elnyúló, kisebb előfordulások tekinthetők.

Meg kell még említenem, hogy az Intézet gyűjteményében könnyebben hozzáférhető szepes-gömöri Érc-hegységi közettípusokkal és változatokkal a térképezett területen előforduló paleozoós képződményeket alig lehet azonosítani. Ez a megállapítás azonban a triász képződményeire is érvényes. A triász mészkövei meglehetősen elütnek a bakonyi, bükkhegységi és Pelsőc-környéki kőzettípusoktól és így, ha tájékozódni kívánunk köztük, a vizsgálatokat az egész déli mészkővonulatra ki kell terjesztenünk.

Tektonika.

A térképezett terület kicsinyége folytán a tektonikai viszonyokkal részletesebben még nem foglalkozhatom. Röviden megemlítem azért, hogy a paleozoós és mezozoós területek határa itt a szepes-gömöri Ércshegység ismert, hosszanti vetőrendszerét követi. A határ itt leginkább hatalmas méretű, meredek vetők működésének tulajdonítható.

A hosszanti vetőkön kívül a harántvetők szerepe is felismerhető és ez főleg a glaukofánit telérek feldarabolásában nyilvánul.

A szepes-gömöri Ércshegység kialakulásának tektonikai fázisait a felvett aránylag kis területen megfigyelni nem sikerült. Ennek oka az idősebb képződmények kőülethiányán kívül leginkább annak tulajdonítható, hogy a terület legnagyobb részt egy feltolódási sík vetődési zónájához sorozható. Annyi azonban világosan látszik, hogy a paleozoós képződmények nagymértékben gyűrtek a mezozoós lagokkal szemben. Elég feltűnő azonban, hogy a triász mészkővonulatot sem tekinthetjük egységesnek, mert a látszólag azonos színű és szerkezetű mészkövek hosszabb megfigyelés és csiszolataik alapján mégis különböznek és nagy valószínűség szerint más-más pikkelyvonulathoz tartozhatnak. Különböző pikkelyek jelenlétére mutatnak a vonulatcsapással közel párhuzamos, hosszanti völgyek és a többsorok kialakulása is.

Az Ájfalucska és Jászó melletti ércelőfordulások.

Az érc kutatás Ájfalucska környékén már elég régi multra tekinthet vissza. A régebbi kutatások fő területe és eredményekre jogosított része, a Bódóka-pusztá környéke, a határmegállapításkor szlovák kézen maradt (6. p. 286.). Területemen is végeztek azért kutatásokat, azonban ezek csak igen kis méretűek vol-

tak. Amint a legidősebb emberek mesélik, valamikor rézércet és ú. n. vörös vasércet kutattak főleg. Mint rézérc-bányát a Potucskivölgy Podliszkom nevű oldalágában kihajtott és még ma is járható, kétnyílású táró-rendszert jelölték meg. Míg az úgynevezett vörös vasércet a Gyuri-szikla (Jurkova skala) és a „Miglinczi őrbódé“ közelében kezdődő Felső-Súgóvölgy keleti ágában fejtették.

A hematit kutatás a rézérc kutatása után jóval később, az 1900-as években indult meg. Az egykori „Tornavidéki Bányatársulat“ a Krulyova dolina, a Bányoldal (Banyiszko) és a Podliszkom-völgyben kutatógödröket és tárócskákat hajtatott a hematittelérek feltárására. Ma azonban már jóformán teljesen eltűntek ezek a feltárások, vagy pedig víz alatt állanak, mint a Podliszkom-völgyi, kétágú hematit tárócska.

A Podliszkom-völgy rézbányácskájában (l. 1. ábrát) a kalkopiritet fejtették. A kalkopirit itten a barnásszürke gyűrt homokos mészkőben vékony, alig 1—2 cm vastagságú erekben és a fehér kalcittal kitöltött repedésekben kis fészkekben fordul elő. Még legkiadósabbak a tárók szája körüli telérek lehettek, míg a vágatok vége felé már alig pár mm-esek voltak a malachittal bevont érces erek. A bányászat igen kezdetleges és csak kismértékű lehetett s inkább csak a vastagabb erek kikaparására szorítkozhatott.

A kalkopirit a vörösszürke homokos mészkő egész előfordulási területén megtalálható. A törmelékben elég gyakran találunk malachitkéreggel bevont kalkopiritdarabkákat és malachitos kvarcos telér törmeléket is. Jelentősége a kalkopirit előfordulásnak nem igen lehet, mert a telérek igen vékonyak és meglehetősen távol vannak egymástól.

A falucskai régi érckutatók úgynevezett vörös vasköve tulajdonképpen nem is érc. bár színe és meglehetősen súlyos volta, nem csoda, hogy megtévesztette a bányászathoz nem sokat értő embereket. Lilászvörös színű és legsúlyosabb darabjait megelemezve, dr. Vogl Mária 6% vastartalmat talált csak bennük, míg a többi anyaguk mészkarbonát volt. Nem tekinthetők tehát egyének, mint megfestett vörös kalcitoknak.

Az 1900 körül megindult hematit kutatások több reményre jogosítanak. Folytatásuk akkor azért maradt abba, mert a kistőkésből alakult Társulat anyagilag kimerült és a szállítás sem lett volna megoldható, tekintve azt, hogy akkor még csak gyalogösvényen volt az eldugott kis falu megközelíthető. Közvetlenül a világn-

háború kitörése előtt újra kezdtek kutatni, azonban ez is abba-maradt.

A hematit-előfordulások Ájfaluca környékén a glaukofanit telérekkel kapcsolatosak és feltörésükkel egyidejűleg oldatokból keletkezettek. A jelentősebb hematit-előfordulások mind a telérek szegélyénél találhatók, míg a belsejükben csak egészen vékony, pár mm-es erecskék vannak. A hematit-telérek a széleken is igen változó vastagságúak. Ritkák a 0.5 m-t elérő vastagabbak, méretük inkább csak pár cm körüli.

A kísérő ásvány rendszerint a sárgára festett kvarc és a gyakran tejfehér albit. Vékony erekben még az elválási lapok mentén epidot is előfordul.

A jelentősebb előfordulásokat a térképi sorszámok szerint tárgyalom, melyek a következők:

1. A legjelentősebb előfordulás. A Podliszkom-völgy jobboldalában (l. 1. ábrát) a glaukofánitba hajtott, kétfelé ágazó és nagyrészt víz alatt álló táró járható részében a táró irányára keresztben csapó sűrű hematit-telérek mintegy 1.5 m összesvastagságú, használható ércet képviselnek. Az érc legnagyobb részt leveles nagy kristályhalmazokból adódik, de a finom porszerűen széteső erek sem ritkák. Ezt az előfordulást csapásirányban tovább kellene kutatni és a tárót vízteleníteni, hogy a feltárt, mélyebb szintet is meg lehessen vizsgálni.

2. Ezt a hematitos telérrajt a Bányaoldalban vivő gyalogút, illetve felhagyott vízmosásos, egykori kocsitűt bevágása tárta fel. Jelentősége ennek, mint a későbbieknek a Podliszkom-völgyihez képest alárendeltebb. A feltárt, hasznosítható hematiterek összes vastagsága itten kb. 50 cm lehet, azonban hogy e telérek csapásirányban kitartanak-e, azt a törmeléktaakaró miatt megállapítani nem volt lehetséges. E telérraj közelében egy régi kutatógödör nyomai láthatók s szájhagyomány szerint ebben a nagyobb mélység felé az ércesedés megszűnt és a kőzet „elsalagosodott“.

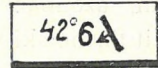
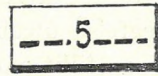
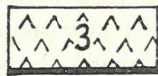
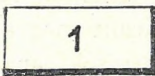
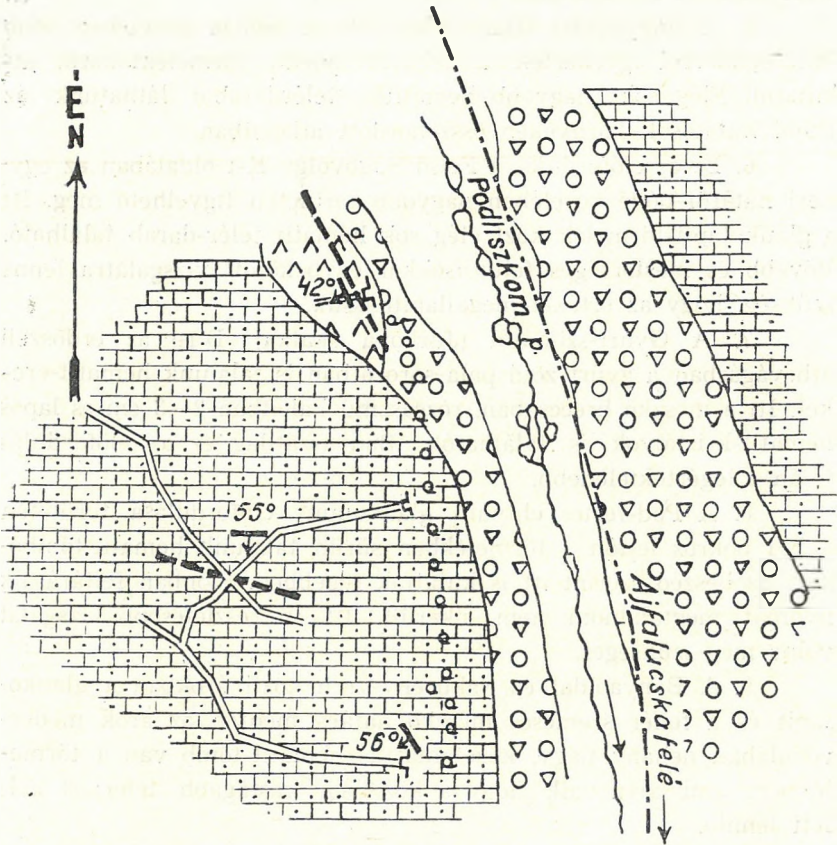
3. Ez az ércesedési nyom a Kofcs K-i lejtőjén vivő kocsitűt-bevágásban a glaukofánit folt határánál bukkan elő. Itt a hematiterek részben a barnás vörösszürke homokos mészkőrétegek közti hasadékokat töltik ki, részben a glaukofánitot járják át. Egyenként csak pár cm, jobb esetben 1—2 dm vastagságot érnek el, de elég sűrűn fordulnak elő.

4. Ez az előfordulás a Krulyova-dolina ÉK-i ágában az egykori, de ma már fel nem található táró közelében van. Itt a

ÁJFALUCSKA MELLETTI PODLISZKOM VÖLGY ÉRCELŐFORDULÁSAINAK VÁZLATA.
 SKIZZE DES ERZVORKOMMENS IM PODLISZKOM-TALE BEI ÁJFALUCSKA.

Mérték : } 1 : 1000
 Masztab : }

1. ábra. — Fig. 1.



1. Patakfeltöltés.
Bachaufschüttung.
2. Lejtőtörmelék.
Gehängeschutt.
3. Glaukofánit hematit erekkel.
Glaukophanit mit Hämatitadern.

4. Barnászürke homokos mészkő
sulfid erekkel.
Braunlichgrauer, Sandiger Kalkstein
mit Sulfidadern.
- Vető. — Verwerfung.
 ⊥ 45° Dólés. — Einfallen.

tároból kihordott, elég nagy telérkitöltések elég jelentős ércesedésre mutatnak. Véleményt azonban csak a táro felkutatása és újrainyitása esetén mondhatnánk. Főleg kvarcos, albitos, hematitos telér-darabok halmozódtak itt fel.

5. A Bányaoldal (Banyiszko) 804-es pontja közelében több kutatógödörrel igyekeztek a felszint borító törmeléktakarót át-kutatni. Elég sok, nagyobb hematitos telérdarabot láthatunk az itteni kutatások környékén összehordott állapotban.

6. Ez az előfordulás a Felső Súgóvölgy K-i oldalában az egykori határőr-bódé közelében nagyobb területen figyelhető meg. Itt a glaukofanit-törmelék közt elég sok hematit telér-darab található. Bővebb és mesterséges feltárásokkal egybekötött vizsgálatra lenne szükség, hogy az értékét megállapíthassuk.

7. A Gyuri-sziklától (Jurkova skalka) D-re az erdőszéli útbevágásban a gyürt zöld pala sorozatban is találunk hematit-ereket. Itt a mészkő breccsában, rózsaszínű kalcitban 2—3 cm-es lapos hematit-kristályok is találhatóak. Bányászatilag ez az előfordulás talán a legértéktelebb.

8. A Pod-fertes elnyúló glaukofanit előfordulása területén a K-i bokros lejtőn a törmelékben sűrűn találunk hematit-tömböket. Szóbeszéd szerint itt is kutattak régebben, azonban feltárásaik nyomát megtalálnom nem sikerült. Itt is részletesebb vizsgálat volna még szükséges.

9. A Bányaoldal és Sakureny-vrch közti árokban a glaukofanit és a fehér szemcsés mészkő határa mentén az árok meder-vonalában néhány nagy, közel mázsás hematit-tömb van a törmelékben, ami arra vall, hogy a közelben vastagabb telérnek kellett lennie.

10. Ez a feltárás a község belterületén a templom felé vezető legfelső utcában van. Itt kútásással próbálkozott meg a tulajdonos a fillit-csoportból fakadó községbeli források analógiája alapján, azonban kb. 2 m mélységben olyan sűrű limonitkérges hematit-törmelékre bukkant, hogy az ásást abbahagyta.

11. A Jászó melletti Doboldérhegy erdei útjain elég sűrűn látunk hematit-törmeléket. Származási helyüket csak egy esetben a Tapolcavölgy É-i mellékárkában sikerült megtalálnom. Itt az érc kibúvást a fillit szericités fehér módosulatának kis antiklinális magjában sikerült megfigyelnem az árok alján egy, jó nagy zápor után. E kibúvást is jobban fel kellene tárni, hogy értéke megállapítható legyen.

Debröd környékén a pannonikum legfelső csoportjában és az édesvízi mészkőben található limonitbekérgezések és limonitos kongréciónok gyakorlatilag értéktelenek, de nagyobb mennyiség sincsen belőlük.

A Szárpaták felső völgyének tájékozódó bejárásakor figyeltem meg, hogy a triász-szirtek vetőkkel szét darabolt rögeinek határán gyakran található hematit-törmelék. Itt a vetők mentén vékonyabb-vastagabb hematitos telérek láthatók; azonban nyomozásuk részletesebb vizsgálatot követel meg. Érdekes az, hogy a szárpataki völgyben és a patak hordalékában szintén találunk glaukofanit darabokat, illetőleg kavicsokat, ami arra mutat, hogy azon a területen is meglehetősen a hematitos ércesedést létrehozó vulkáni működés.

*

Jelentésem azzal az óhajjal fejezem be, hogy az Ájfalukska-környéki felvételeket Ny-felé rendszeresen kellene majd folytatni. Ugyanis a szepes-gömöri Érchegység D-i mészkő-vonulata még koránt sincsen átkutatva és bár a központi részek gazdagabb ércelőfordulásaira a mészkővonulatban és a határai közelében reményünk nemigen lehet, mégis biztató a hematit gyakori és itt-ott iparilag is felhasználhatónak látszó előfordulása. Ezt a munkát azonban a triászképződmények sztratigráfiai feldolgozásának kell megelőznie, amit véleményem szerint főleg a Szádellői völgy részletes térképezésével kell megindítani.

I r o d a l o m.

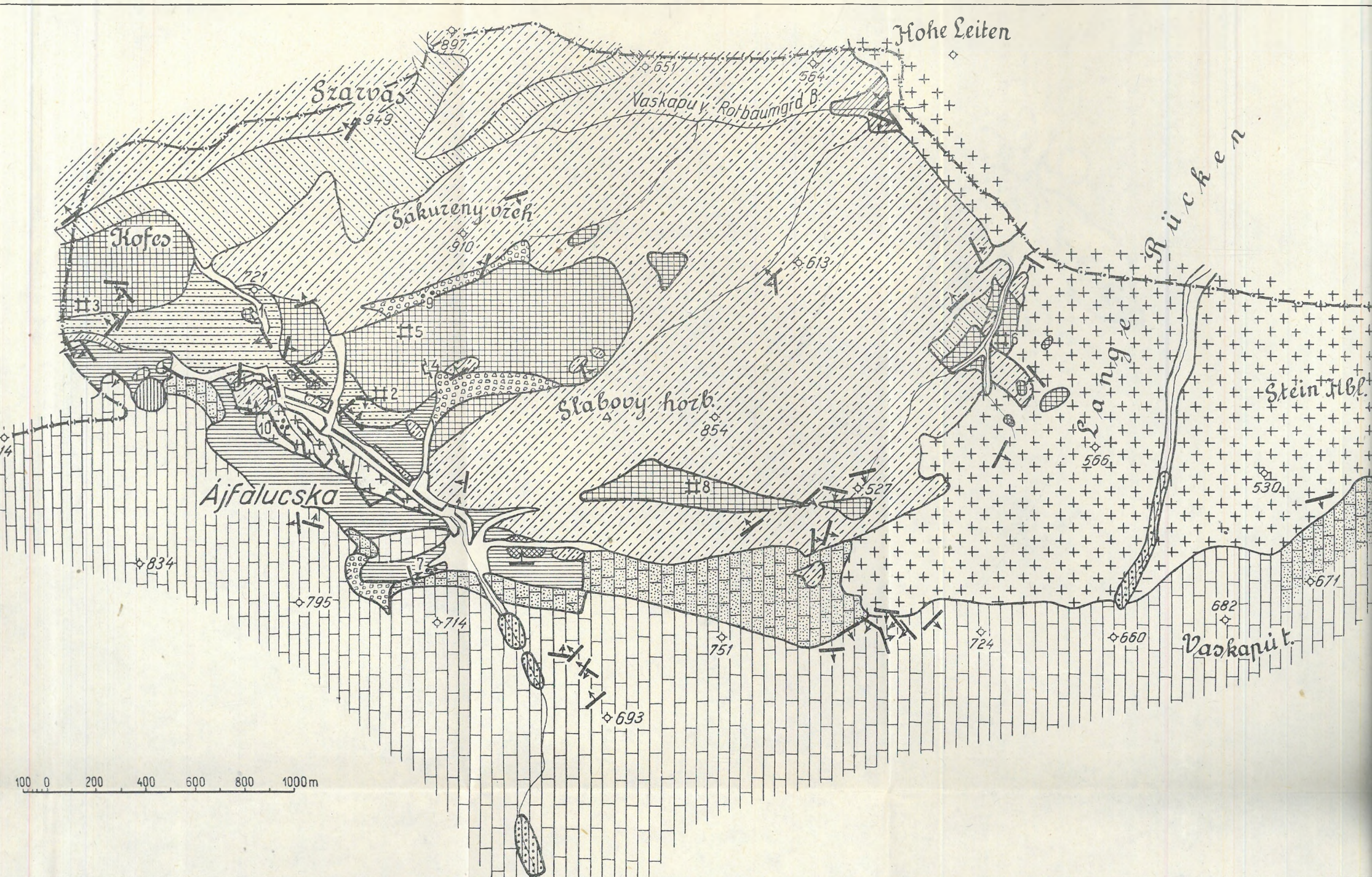
1. Acker V.: Csetnek és Pelsőc vidékének geológiai viszonyai (M. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1905-ről, p. 164. és 158—59).
2. Arthaber G.: *Lethea geognostica*. (II. Mezozoikum, I. kötet. Triász p. 431.)
3. Böckh Hugó: Adatok a szepes—gömöri Érchegység lerakódásainak taglalásához (M. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1905-ről, p. 42).
4. Böhm Ferenc: Reambuláció Csetnek és Henckó között. (Évi Jelentés 1906-ról, p. 148.)
5. Hoffer András: Kassa környékének földtani vázlata. (Földtani Értesítő. Új folyam, 4. kötet, p. 73—82.)
6. Papp Károly: A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete. (p. 236—678—282.)

- 6 a Id. Lóczy Lajos: Az Abauj-Torna vármegyében fekvő Somodi helység mellett feltárt barnaszén-előfordulás geológiai viszonyai (Papp K.: Magyar Birodalom kőszénkészlete című munkájának 682—698. o.)
7. Rozlozsnik Pál: Aranyida bányageológiai viszonyai (Földtani Intézet Évkönyve, XIX. kötet, 6. füzet).
8. — Földtani jegyzetek Dobsináról. (Évi Jelentés 1913-ról. p. 383—386.)
9. — Dobsina környékének földtani viszonyai. (Geol. Hung. ser. geologica. V. p. 17.)
10. Schréter Zoltán: A borsod—hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. (1929. p. 309.)
11. — Aggtelek környékének földtani viszonyai. (Évi Jelentések, 1925—28-ról.)
12. Sóbányi Gyula: A Kanyapta-medence környékének fejlődéstörténete. (Földtani Közlöny XXVI. kötet, p. 193—236.)
13. Stur D.: Bericht über die geol. Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1869. p. 412, 414—415.)
14. Šuf J.: Contribution a la géologie des montagnes du Spis et Gemer. (Carpatica 1936.)
15. Sümeghy József: A győri medence, a Dunántúl és az Alföld pannoniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. (Évköny XXXII. k. 2 füzet, p. 116—117.)
16. Wolf H.: Kohlenvorkommen bei Somodi und das Eisensteinvorkommen bei Rakó im Tornaer Comitate. (Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. 1869. p. 217—218.)

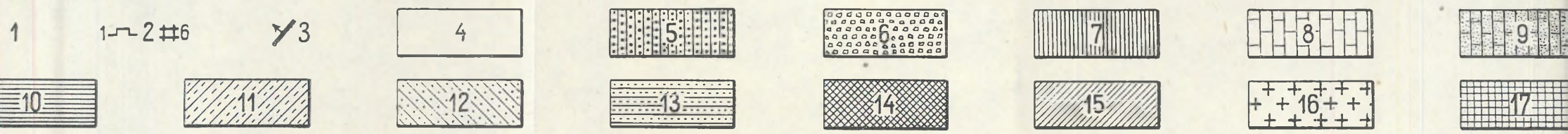
ÁJFALUCSKA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE. GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON ÁJFALUCSKA.

Felvette: ifj. Noszky Jenő dr.
Aufgenommen von: Dr. Jenő Noszky jr.

1939.



100 0 200 400 600 800 1000m



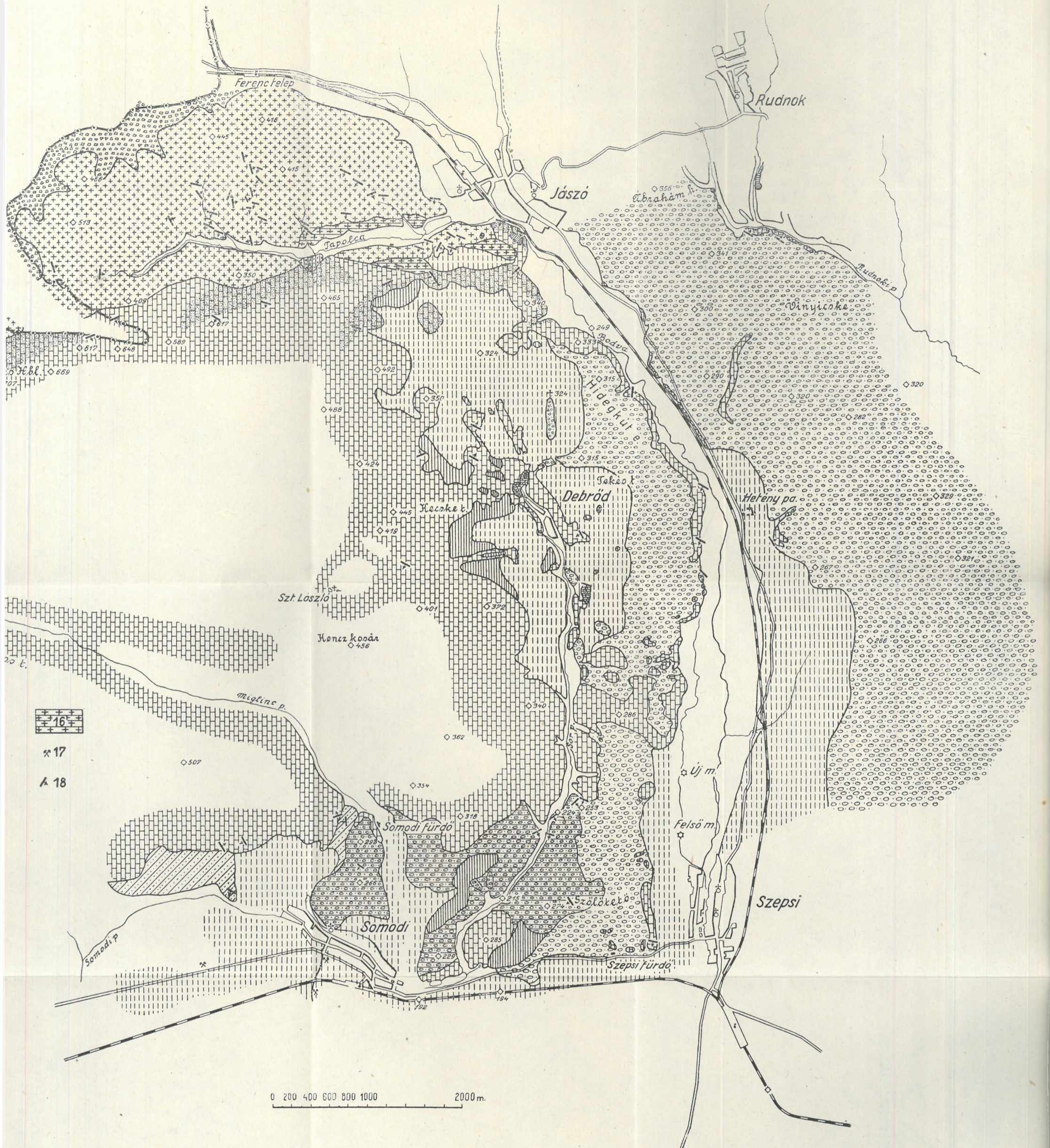
Szinkulus és jelmagyarázat: — Farben und Zeichenerklärung:

1. Érekibuvás vagy Éretörmelék.
Erzausbiss oder Erzschnitt.
2. Régi kutatások.
Alte Schürfungen.
3. Dőlések.
Einfallen.
4. Ártéri vagy mederkitöltés.
Inundationsablagerung.
5. Mésztufa.
Kalktuff.
6. Lejtőtörmelék.
Gehängeschutt.
7. Vörös agyag.
Roter Ton.

8. Világosszinű mészkövek. (Felső triasz.)
Hellfarbige Kalksteine. (Oberer Trias.)
9. Sötétszinű mészkövek és meszes dolomitok. (Guttensteini rétegek.)
Dunkelfarbige Kalksteine und Kalkiger Dolomit. (Guttensteiner Stufe.)
10. Zöld palás rétegek. (Werfeni rétegek?).
Grünschiefer. (Werfener Schichten?).
11. Fehér vagy szürke szemcsés mészkő. (Felső karbon.)
Weisser oder grauer kristallisierter Kalkstein. (Oberer Karbon.)

12. Szürke homokkő, mészkő-lencsékkel.
Grauer Sandstein mit Kalkstein-Linsen.
13. Szulfidokkal érezett, barnásszürke, homokos mészkő.
Bräunlichgrauer sandiger Kalkstein mit Sulphid-adern.
14. Sárgásszinű dolomit.
Gelblicher Dolomit
15. Tömött sárga mészkő.
Dichter gelber Kalkstein.
16. Fillit.
Phyllit.
17. Glaukofanit.
Glaukophanit.

1939.



Szinkulus és jelmagyarázat: — Farben und Zeichenerklärung:

- | | | |
|---|---|--|
| <p>1. Ártéri vagy mederkitöltés.
Inundationsablagerung.</p> <p>2. Mészufa.
Kalktuff.</p> <p>3. Kultortalaj.
Kulturboden.</p> <p>4. Lejtőtörmelék.
Gehängeschutt.</p> <p>5. Vörös agyag.
Roter Ton.</p> <p>6. Kaviosos-homokos rétegek. (Pannoniai.)
Kieselige, sandige Schichten. (Pannonisch.)</p> | <p>7. Mészökavics konglomerátum. (Pannoniai.)
Kalksteinschotter-Konglomerat (Pannonisch.)</p> <p>8. Kövületes sárga mészkő, tarka agyagok (Pannoniai.)
Fossilführender gelber Kalkstein und Bunttone. (Pannonisch.)</p> <p>9. Fehéressárga mészkő. (Jura.)
Gelbweisser Kalkstein. (Jura)</p> <p>10. Világosszínű mészkövek. (Felső triász.)
Hellfarbige Kalksteine. (Oberer Trias.)</p> <p>11. Világosszürke mészkő. (Ladini.)
Hellgrauer Kalkstein. (Ladinische Stufe.)</p> <p>12. Sötétszínű mészkövek és meszes dolomitok.
(Guttensteini rétegek.)
Dunkelfarbige Kalksteine und Kalkiger Dolomit</p> | <p>13. Zöld-palás rétegek. (Werfeni rétegek?)
Grünschiefer. (Werfener Schichten?)</p> <p>14. Fillit.
Phyllit.</p> <p>15. Szerpentin és fedője
Serpentin und dessen Hangende.</p> <p>16. Porfiroid.
Porphyroid.</p> <p>17. Fúrások helye.
Bohrungen.</p> <p>18. Dőlés.
Einfallen.</p> |
|---|---|--|

BEITRÄGE ZUM GEOLOGISCHEN AUFBAU DER UMGEBUNG VON ÁJFALUCSKA, JÁSZÓ UND DEBRÖD.

Bericht über die geologischen Detailaufnahmen im Jahre 1939.

Von Dr. Eugen Noszky jun.

Durch die Grenzänderungen des März 1939 wurden einige kleinere Teile des Szepes-Gömörer Erzgebirges an Ungarn zugeweiht. Die Direktion der Staatl. Ung. Geologischen Anstalt beauftragte mich, die das durch einen Grenzvorsprung in zwei Teile getrennte ältere paläozoische Gebiet zwischen Ájfalucska und Jászó und die zwischen Debröd-Szepesi und Somodi angenommenen Eisenerzgebiete geologisch detailliert aufzunehmen.

Mein Aufnahmsgebiet ist nur ein verschwindend kleiner Teil des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Die Erforschung der Zusammenhänge mit dem Hauptmassiv konnte wegen der dazwischenliegenden slovakisch-ungarischen Grenze nicht durchgeführt werden. Da die Grenze die Gesteinszüge quert sind meine Beobachtungen lückenhaft. Ihre Ergänzung ist erst nach der geologischen Bearbeitung der östlich und westlich liegenden Gebiete denkbar, und die Einfügung der hier gezogenen Konsequenzen in das Ganze wird erst zu jener Zeit begründet sein.

Die am Aufbau des Gebietes teilnehmenden Schichten sind in der Reihenfolge des Farbenschlüssels der I. und II. Karte von oben nach unten folgende:

1. Bachbett- und Inundationsgebiet-Ausfüllung,
2. Kulturboden,
3. Quellenkalk,
4. Gehängeschutt,
5. Rotton,

6. schotterige-, sandige-, tonige Schichten,	}	Pannon
7. Kalksteinschotterkonglomerat,		
8. gelbe, fossilführende Süßwasserkalke, graue oder gelbe Mergel und kohlenhältige Bunt- tone,		
9. weisslichgelber Kalkstein,	}	Jura
10. nicht gut trennbare, heller graue, bläu- lichgraue, blässviolette, rosafarbene oder gelbe Kalksteine,		Obere Trias
11. hellgrauer Kalkstein,	}	Ladinisch
12. dunkelgrauer oder schwarzer, weisser Kalkstein z. T. mit roten Kalzitadern, grauer und violettroter kantig zerfallender Dolomitkalkstein und dunkelrötliche oder schwarze gepresste Schie- fer,		Guttensteiner Schichten
13. grüne schieferige Serie (graulichgrüner gefalteter Schiefer, grüner Schiefer und rotes, klein körniges Konglomerat),	}	Werfener Schichten
14. weisser oder grauer, feiner oder grober gekörnter krystalliner Plattenkalk,		Oberes Karbon.
15. vorherrschend grauer Sandstein mit zwischenlagerten körnigen Kalklinsen,		
16. bräunlichgrauer, z. T. rötlichbrauner, sandiger, gefalteter Kalkstein,		
17. bräunlichgrauer oder gelblichgrauer Do- lomit,		
18. gelber, dichter Kalkstein mit Feldspat- körnern,		
19. Fillitgruppe,		
20. Serpentin und dessen Hangende,		
21. Porfiroide,		
22. Glaukofanite.		

Holozäne Bildungen.

Die jüngste Gruppe der hierher gehörenden Bildungen besteht aus Ausfüllungen der Bachbetten und Inundationsgebiete. Ähnlich jung ist der an Stelle der einstigen Rodungen durch Landwirtschaft umgeformte Kulturboden, den ich auf meiner Karte überall dort bezeichne, wo das darunter liegende, anstehende Gestein nicht

mehr zu erkennen ist. Der unter dem Namen Quellenkalk in diese Gruppe gereichte Kalktuff bildet sich heute noch. Ich muss indessen bemerken, dass der grösste Teil bereits älter ist, und dass seine Ablagerung wahrscheinlich schon zu Ende des Pleistozän begonnen haben dürfte.

Pleistozäne Bildungen.

Der grösste Teil des Gehängeschuttes dürfte auf dem kartierten Gebiet wahrscheinlich im Laufe des Pleistozän entstanden sein, obwohl seine Bildung noch heute anhält. Dem Gehänges könnte noch ein Teil der Bedeckung des W-lich Jászó und Szepsi gelegenen Hügellandes zugezählt werden. Hier wechseln gelbe Tone und feinere Sande in der Schichtenfolge, in denen feiner Schutt der die Umgebung bildenden Gesteine fast vollzählig anzutreffen ist.

Die bedingt hierher gezählten Rottone sind hauptsächlich am Fusse bzw. Rande der Triashänge der Umgebung von Debröd zu erkennen. Ihre Entstehungszeit könnte, wenn wir die in den Vertiefungen der verkarsteten Oberfläche des grossen Steinbruches bei der Gemeinde Somodi anzutreffenden dichten und bauxitartigen Linsen in Betracht ziehen, auch mit der Bildungsperiode des Bauxits in Zusammenhang gebracht werden. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Rottone aus dem mehrfach umgelagerten Material der einstens vorhandenen Bauxitkörper stammen, indessen lässt ihre derzeitige Lage die Einreihung in diese Epoche begründet erscheinen.

Pliozäne Bildungen.

Die pliozänen Bildungen des kartierten Gebietes haben schon lange das Interesse der Geologen erregt. Die hierher eingereihten Bildungen sind auf Grund der Beobachtungen früherer Geologen den verschiedensten Epochen zugeteilt worden. (6, 13, 12, 6 a.)

Auf Grund meiner Beobachtungen kann die mit sandigen, schotterigen Tönen abwechselnde Schichtenserie als das jüngste Glied des Pliozän angesehen werden. Die besten Aufschlüsse sind an den Serpentincurven der im Bau befindlichen neuen Verbindungsstrasse von Debröd zu sehen. Die Linsenstruktur dieser Bildungen kann hier sehr gut beobachtet werden. Die Sande und Schotter bestehen grösstenteils aus stark abgerollten Quarzkörnern. Diese sind ziemlich häufig von einer schwarzen oder braunen

Limonitkruste überzogen. Dass die durch limonithältiges Bindematerial verbundenen, in Lehm gebetteten Konkretionen Linsen bilden, oder 2—3 cm dicke, mit Limonit imprägnierte Verkrustungen hervorriefen, ist eine ziemlich häufige Erscheinung. Stellenweise sind die Sande und Schotter durch limonitisches Bindematerial verkittet, doch beträgt ihre horizontale Ausdehnung kaum 1—2 m. In einem tieferen Teil dieser Schichtengruppe lagern stellenweise die feineren und gröberen, roten, mit limonithältigem Ton imprägnierten Sandsteine, die durch den östlich in den Sorpatak-Bach mündenden gegabelten, Nebengraben aufgeschlossen sind. In dieser Ausbildung finden wir sie noch nördlich der Landstrasse von Somodi, in dem schmalen, parallel zur Ostmauer des bischöflichen Parkes laufenden Waldstreifen, in Form von Gerölle.

Die limonithältigen Konkretionen und Krustenbildungen dieser Schichtengruppe haben das Interesse der rührigeren Bewohner von Debröd erweckt, die auf das von ihnen für wertvoll gehaltene Eisenerz schürften. Einzelnen gelang es auch, einige Karrenladungen dieses Materiales zu sammeln, natürlich ohne es aber verwenden zu können.

Unter den Schotterschichten folgt als zweiter Horizont, das mittels des roten Bindemateriales aus Kalksteinschotter verkittete, an vielen Stellen auffallend gut geschichtete, verschieden mächtige, bankige Konglomerat. Am Szólóhegy von Szepsi wird dieses Konglomerat mit Vorliebe abgebaut und als Baustein verwendet. Seine Zusammensetzung ist äusserst verschieden. Der Kalksteinschotter ist stellenweise kopfgross, stellenweise blos erbsen- bis haselnussgross. Im Schotter finden wir alle Gesteinstypen des umgebenden Triasgesteines vertreten. Ja es kommen auch Gesteinskörner vor, deren Ursprungsort derzeit nicht festgestellt werden konnte, nachdem ein ähnliches Gestein auf dem untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen war. Ich fand in einer groben Bank des Cserebokrok ein interessantes Exemplar. Die aus diesem zum Vorschein gekommenen Megaloden beweisen das Vorhandensein von Dachsteinkalk, obwohl ich nirgends einen derartigen Megalodenkalk anstehend vorfand. Die *Megaloden* verweisen darauf, dass die gründliche, auf paleontologischen Aufsammlungen beruhende Aufnahme des tornaer südlichen Kalksteinzuges nicht mehr lange verzögert werden kann.

Über den Ursprung und die Umstände der Ablagerung dieser eigenartigen Konglomeratbildung teilt S ó b á n y i (12) detaillier-

tere Beobachtungen mit, und zieht interessante Folgerungen. Auf Grund seiner Angaben kommt sie auch ausserhalb meines kartierten Gebietes vor.

Entlang des vom Westrand von Somodi zum Steinbruch führenden Weges, sowie im Sattel neben dem Steinbruch ist deutlich zu erkennen, dass sich im Liegenden dieses Kalksteines die in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts mit so grossem Interesse verfolgte kohlenflözführende Schichtenserie von Somodi befindet. Unter den sie aufbauenden Schichten sind Süsswasserkalk, kalkreicheriger Mergel und verschieden gefärbte Bunttone zu erkennen. In dem vom Steinbruch abwärts streichenden Graben ist gut sichtbar, dass die Tone und Mergel stark gefaltet, namentlich zu ziemlich steile kleine Falten zusammengeschoben sind. Leider ist die einzige Spur des einst blühenden Kohlenbergbaues eine ausgebrannte Schlackenhalde, so dass die in der Literatur beschriebene Schichtenfolge weder erkannt, noch kontrolliert werden kann. Auf dem zwischen Kösörüsdomb und Bercsi-kút gelegenen Gebiet gelangt der fossilführende Süsswasserkalk und Mergel in den frisch angelegten Weingärten in der Form dichten Schuttes an die Oberfläche.

Die gefundenen, verhältnismässig schlecht erhaltenen Fossilien, sowie die Struktur und geologische Lage des Kalksteines verleihen der Bildung einen ganz jungen Charakter.

Die Feststellungen von v. Lóczy sen. und Sóbányi (6 a, 12) wurden von Schréter und v. Sümeghy revidiert. Das gesammelte Material beweist die Zugehörigkeit dieser jungen Schichten zum mittleren, bzw. oberen Pannon (10, 15).

Mit der Feststellung des Alters des Kalksteines ist indessen meiner Ansicht nach die Entstehungszeit des Kohlenlagers noch nicht endgültig entschieden. An der Oberfläche findet sich keine Spur des Kohlenlagers mehr. So könnte nur eine eingehende Erforschung, oder die Untersuchung des angeblich nach Pozsony gekommenen Materiales der während der vom tschechischen Firma abgeteuften 600 m tiefen Schurfbohrung, diese offene Frage beantworten. Interessante Daten würde auch die Einsammlung und genaue Untersuchung der in dem beim Bercsi-kút vorhandenen Gesteinsschutt vorkommenden Pflanzenabdrücke liefern.

Sicher ist indessen, dass die oberen, sandigen, schotterigen Schichten, die sich vom linken Ufer der Bódva bis Kassa erstrecken,

wesentlich jünger sind, als die *Vivipara* sp. enthaltenden Schichten von Somodi, und eher dem Levantin angehören.

Im Schutt der Weinberge beim Bercsi-kút fand ich in der Schichtengruppe des Süßwasserkalkes viele limonitische Nester und Krustenbildungen, doch dürfte dieses Limonitvorkommen keine industrielle Bedeutung besitzen.

Jura-Bildungen.

Das jüngste nachweisbare Glied des Mesozoikums stellt auf unserem Gebiet der den unteren Liashorizont vertretende gelblichgraue oder weisslichgelbe Kalkstein dar. Er war an einer einzigen Stelle, in der Nähe des Triangulierungspunktes auf dem steilen Felsen des Nagyköszikla bei Jászó zu erkennen. Hier kamen aus dem Gestein Bruchstücke von *Atractites* sp. und ziemlich schlecht erhaltene Ammonitenbruchstücke zum Vorschein. Auf diesem Punkt müsste eine genauere Sammlung durchgeführt werden, um diesen entferntesten Punkt des Lias feststellen bzw. genauer einteilen zu können.

Trias-Bildungen.

Die das Mesozoikum vertretenden dichten und charakteristisch fossilarmen Kalksteine können nur schwierig und ohne scharfe Grenzen voneinander getrennt werden. Wegen den ziemlich schlechten Aufschlussverhältnissen konnte ich keine klare und leicht erkennbare Schichtenfolge aufstellen. Auf Grund hauptsächlich petrografischer Unterschiede, kann man indessen die Glieder des Trias doch in zwei grössere Gruppen trennen.

a) *Schichten des oberen (?) Trias.* Hieher gehören hauptsächlich die heller grauen, bläulichgrauen, rosa und gelblichweissen, infolge der Löslichkeit mit einer ziemlich ausgearbeiteten Oberfläche erscheinenden Kalksteine. Sie können indessen weder auf Grund ihres Äusseren, ihrer Struktur, noch durch ihre Farbe von jenen Kalksteinen getrennt bzw. unterschieden werden, deren Hauptverbreitungsgebiet in der Gemeinde Debröd und ihrer Umgebung liegt. An einzelnen Punkten dieses gräulich-bläulichen Kalksteines gelang es mir — so am Fusse des Kirchenhügels von Debröd, sowie im Aufschluss des vom südlichen Dorfende gegen O verlaufenden Grabens — auf einzelnen kleinen Schollen Kalkalgen und die Spuren anderer Fossilien zu entdecken.

In dem an letztgenanntem Ort gesammelten Material gelang es mir, ausser den im Dünnschliff sichtbaren Foraminiferen, einige Schnecken der Gattung *Chemnitzia* zu erkennen. Die gleichzeitig gesammelten Exemplare der auffallend grossen Algenart bestimmte Professor J. Pia, dem ich auch an dieser Stelle für seine Freundlichkeit danke, als *Teutloporella herculea* Stopp. Er fand im Gestein auch *Solenoporaceen* und *Codiaceen*, doch können diese nicht näher bestimmt werden. Auf Grund dieser Feststellungen hält auch Pia diese Schichten für ladinisch.

Den tieferen Teil der ladinischen Stufe vertritt der Kalkstein im Kirchenhügel von Debröd. Die dort gefundene interessante Kalkalge ist nach Pia die sehr seltene *Teutloporelia nodosa* Schafh. sp.

Die Trennung der nahezu gleichen Gesteinsarten von den vorhergenannten kann, falls keine Fossilien in ihr gefunden werden, nicht durchgeführt werden.

b) *Bildungen des mittleren, eventuell schon unteren Trias.*

Auch die hierher gereihten Gesteinstypen sind nicht die aufeinanderfolgenden Glieder einer kontinuierlichen Schichtenfolge. Infolge tektonischer Störungen gelangen sie an einzelnen, nicht-einmal miteinander in Zusammenhang zu bringenden Flecken an die Oberfläche. So können im nördlichen Teil von Ájfalucska, am Hang des Pod-kaplicskom verquarzte und zu Platten gepresste rote schieferige Kalksteine und rote Kalksteinblöcke in fossillere Schichtenfolge angetroffen werden. Im Sattel des Gyuri-Felsens beisst kantig zerfallender roter dolomitischer Kalkstein aus. Diesem ähneln im Grossen und Ganzen die unter dem Ájfalucska-er Skalka-Felsen des Pirtyova-puty genannten Weges aufgeschlossenen und in schmalem Streifen kartierten roten Kalksteine. Am Kamm des Ostra-horka zieht sich ein ausgedehnterer Fleck roten dolomitischen, kantig zerfallenden und ähnlich verwitternden grauen Kalksteines in der Umgebung des „Miglinci“ genannten Grenzwachhäuschens. Mit diesen Bildungen anscheinend identisch sind auch jene dolomitischen Kalksteinbänke, die man am Hang des jászóer Felsens unter dem weissen Kalkstein antrifft, überein.

Der in der Literatur erwähnte, weisse oder rote Kalzitadern aufweisende schwarze guttensteiner Kalkstein, den Arthaber (2) als untere Trias betrachtet, kommt auf meinem Gebiet ebenfalls vor. Sein Vorkommen kann an folgenden Stellen beobachtet werden: In der Gemarkung der Gemeinde Ájfalucska unter der Spitze der

Berge 671 und 707, in der Nähe von Jászó unterhalb des Kryskatető, oberhalb der tapolcaer Wasserwerke, in der Umgebung des Kiskő und südlich der Höhle von Jászó in einigen Steinbrüchen. Im Steinbruch von Somodi wird ebenfalls der schwarze guttensteiner Kalk abgebaut.

Schon die verhältnismässig ungünstigen Aufschlussverhältnisse des bisher kartierten Gebietes zeigen eine überraschend grosse Typenzahl der verschiedenen triasischen Bildungen. Sollte es gelingen, durch Untersuchungen der entsprechenden Dünnschliffe, die Selbständigkeit dieser Typen zu beweisen und auch die durch Einsammeln der Fossilien eventuell zum Vorschein gekommenen Faunen in Einklang zu bringen, wäre eine Basis gelegt, auf welcher die Synthese des Trias schon durchgeführt werden könnte. Dies wäre vor allem deshalb sehr notwendig, weil dadurch der südliche Kalksteinzug des Szepes-Gömörer Erzgebirges kartiert, beziehungsweise seine Tektonik geklärt werden könnte. Die Grundbedingung dieser Untersuchungen wäre aber, dass jemand die am besten aufgeschlossenen Triasbildungen des Szádelőer- und Ájertales untersuchen und kartieren würde.

Palaeozoische Bildungen.

Nachdem ihre stratigrafische Lage infolge der gegebenen äusserst schlechten Aufschlussverhältnisse bisher nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte, reihe ich, vorderhand mit Vorbehalt, die sich in schmalem Streifen zwischen den karbonischen und triasischen Schichten in der Umgebung von Ájfalučka hinziehende, stark gefaltete und sehr abwechslungsreiche Schichtengruppe als jüngstes Glied hierher. Diese Schichtengruppe kann, auf Grund eines auffallenden, aus einem an grüne Schiefer erinnernden, aus Tiefengestein umgewandelten Gliedes, am ehesten mit der beschriebenen Grünschiefergruppe (9) verglichen werden. In ihr finden sich neben dem charakteristischen Grünschiefer noch graugrüne und graurosa Schiefer, rote und violettgraue feinkörnige kalkige Konglomerate, sowie mit Limonit bekrustete Einschüsse enthaltende grünlichgelbe Schiefer, die leider fossilleer sind. Auf Grund der Beschreibungen früherer Autoren, zeigt diese Schichtengruppe vielleicht auch einige Ähnlichkeit mit den „Werfener Schiefen“. Nachdem ich die Entwicklung dieser Schichten im Komitat Gömör nicht aus eigener Anschauung kenne, halte ich es für zweckmässig, sie einstweilen dem Paleozoikum zuzustellen. Charakteristisch für

diese Gruppe ist noch, dass — hauptsächlich die in ihr vorkommenden Grünschiefer, von Hämatitadern durchzogen sind. Ausserdem ist noch stellenweise in einzelnen Teilen des feinkörnigen Konglomerates eine hämatitische Vererzung zu sehen.

In der Umgebung von Ájfalucska ist weisser oder grauer, fein oder gröber gekörnter krystalliner Plattenkalkstein das auffallendste und verbreitetste Gestein. Es bildet scharfe Grate und steile Felswände. Die schönsten Aufschlüsse befinden sich im Vas-ka-pu Tal (Rotbaumgrund Bach) und in den gegen NO laufenden Gräben des Slubovy-harb. Charakteristisch für dieses Gestein ist, dass infolge der Umkrystallisation jede Spur organischen Lebens daraus verschwunden ist, und es infolge des grossen Druckes stellenweise dünn verschiefert ist.

Einen älteren Schichtenkomplex bilden die infolge der Presung aus hauptsächlich grauem feinkörnigem Sandstein entstandenen Schiefer. Sie enthalten ziemlich häufig verschieferte Kalksteinlinsen, von meistens dunkler grauer Farbe. Dieser Komplex ist wohl nirgends soweit aufgeschlossen, dass er genauerer Beobachtung zugänglich wäre. Das Gestein verwittert leicht und bildet daher, mit den Kalksteinen verglichen, sanftere Hänge. Die wertvollen Wiesen der Umgebung von Ájfalucska konnten nur dort entstehen, wo diese Gruppe das Grundgestein bildet.

Samt den beschriebenen Horizonten kann die stark gefaltete rotbraune oder schwarzgraue sandig-kalkige Schichtengruppe, deren Hauptverbreitungsgebiet bei Ájfalucska an den Westhängen bzw. Südhängen des Bányaldal, Szabadhegy und Kofcs liegt, ebenfalls in das obere Karbon gestellt werden. Die sandigen und kalkigeren Glieder wechseln ganz unregelmässig, stellenweise kann sogar die Einlagerung von Kalksteinbreccie beobachtet werden. Die Schichtengruppe ist von vielen, durch weisse Kalzitadern ausgefüllten Klüften durchzogen. Charakteristisch für sie ist, dass sie eben deswegen meist zu kantigem Schutt zerfällt. Häufig sind auch durch lebhaftgrüne malachithältige Flecken gemusterte Stücke in ihr anzutreffen.

Als nächstältere Bildung betrachte ich jenen gelben, stellenweise lichter kaffeebraunen oder gelblichgrauen Dolomit, der in der Pirtyova-puty genannten Strasse, die von Ájfalucska nach Miglincpuszta führt, unter dem körnigen weissen Kalkstein des Ostra skala zum Vorschein tritt. Er besitzt eine stark zerklüftete sehr feinkörnige Struktur. Das Material dieses auf verhältnismässig

sehr kleinem Gebiet auftretenden Dolomites konnte ich sonst nirgends entdecken.

Ein ebenfalls von ganz kleiner Verbreitung ist auch jenes okkergelbe, dichte und splitterigen Bruch zeigende Kalksteinvorkommen, das beim Ende des Vaskapu-Tales um die, in der Nähe der slovakischen Grenze entspringenden Quellen beobachtet werden kann. Es zieht sich scheinbar unter dem körnigen weissen Kalk und ist stellenweise von sandigen Zwischenlagerungen durchsetzt. Charakteristisch für diesen Kalkstein ist, dass in seinen Dünnschliffen auffallend viele Feldspatleisten zu beobachten sind.

Die älteste Gruppe der Sedimentschichten bildet auf dem kartierten Gebiet die Fillit-Serie. Sie besteht aus ziemlich von einander abweichenden, und ständig wechselnden stark gepressten Gesteinen. In ihr finden wir vom typisch dunkelgrauen, tonigen Fillit, über grobkörnige, Quarzlinzen enthaltenden und serizitischen Arten, bis zu den fast aus reinem quarzigen Material entstandenen Plattenschiefern die verschiedensten Varietäten vertreten. Infolge der starken Faltung können die einzelnen Typen nicht voneinander getrennt werden, ebensowenig wie eine gut zu verfolgende Reihenfolge festgestellt werden kann. Die grösste Regelmässigkeit ist noch am Südhang des Doboldér-tető, in den nördlichen Runsen des Tapolcatalles bei Jászó zu sehen. Hier liegt auf dem Porfiroidzug ein grober, stark gefalteter serizit- und quarzhaltiger Fillitstreifen, dem ein grün oder gelb verwitternder tonigerer Zug folgt, der dann, bis zum Kamm, hauptsächlich vom dunkelgrauen oder grünlichem, verkieseltem typischerem Fillitzug überlagert und abgeschlossen wird.

Leider sind die Aufschlussverhältnisse der zwischen den Gräben gelegenen Nebengrate derart ungünstig, dass diese Regelmässigkeit nicht mehr verfolgt werden kann, nachdem der Schutt der verschiedenen Typen stark miteinander vermengt ist.

Die Fillitgruppe ist wesentlich älter als das schon beschriebene kalkige, dolomithältige, sandige Oberkarbon. Sie ist auch wesentlich stärker gefaltet, als die kalkige, sandige Gruppe, was auch durch den Umstand bewiesen wird, dass der Sandsteinursprung der sandigen Schiefer noch gut zu erkennen ist.

Zwei interessante kleine Kalksteinschollen sitzen am Südhang des Tapolca-Tales auf der Fillitgruppe. Sehr ähnlich ist auch derjenige Aufschluss, den der Peterfelsen von Ájfalucska zeigt.

Umgewandelte Eruptivgesteine.

Im Miglinctal habe ich ein sehr interessantes, Serpentinvorkommen von ganz unbedeutender Ausdehnung beobachtet. Dieses Vorkommen ist bereits auf der Karte von S ó b á n y i (12) vermerkt, ohne dass er es aber ausführlicher beschreibt. Es beisst hier, neben der mächtigen Quellengruppe auf einem kaum einige m² grossen Gebiet, unter dem ebenfalls nur einige m² breiten grünlichgrauen plattierten Schieferstreifen aus. Die Schiefer ziehen sich unter die rosa und grauen Kalke der oberen Trias. Der Serpentin gehört, nach den Untersuchungen von Dr. Aladár Földvári* in die Gruppe des lamellaren Antigorit. Er ist bläulichschwarz gefärbt und zerfällt entlang grüner Gleitspiegel in brotlaibgrosse Blöcke. Diese sondern sich rindenartig schalig ab. Dieses ganze Serpentinvorkommen ist auffallend stark gefaltet. Es wurde von den Bewohnern von Ajfalucska und Somodi als Erzgestein erwähnt. Sie berichteten, dass während der vorigen Jahrzehnten tschechische Forscher in seiner Nähe Löcher gruben.

Wesentlich grössere Bedeutung als dieses Serpentinvorkommen besitzt indessen das Vorkommen der Porfiroide am Fusse des Nordhanges des Tapolcatales. Sie treten hier in mehreren, ineinander übergehenden Typen auf. Sie sind stark ausgepresst und umgewandelt. In den alten Steinbrüchen gegenüber dem Fischteiche wurden hauptsächlich grünliche, ziemlich lamellare Arten erschlossen. Ausser den stark ausgepressten und umgewandelten Typen kommt in kleineren Flecken eine nicht schieferige, nur wenig gepresste, massenhaft auftretende Art vor, in der die sie bildenden Mineralien auch mit freiem Auge erkannt werden können. Dieses Gestein zeigt mehr grobkörnige Struktur. Dieses Vorkommen liegt östlich des von der Kote 415 des Doboldértető nach Tapolca führenden Fahrweges befindlichen gegabelten Tales, neben dem Spazierweg. Die petrografische Untersuchung musste ich wegen der Kürze der mir zur Verfügung stehenden Zeit auf später ver-

* Die Dünnschliffe der paleozoischen Gesteine hat dr. Földvári in liebenswürdiger Weise untersucht. Er übernahm auch die detaillierte petrografische Bearbeitung des gesammelten Gesteinsmaterials bzw. beabsichtigte auch, parallel mit seinen Untersuchungen des Szepes—Gömörer Erzgebirges in der Umgebung von Kassa dieses unentbehrliche und interessante Material zu bearbeiten. Für die bisherigen frdl. Mitteilungen und die späteren detaillierten Untersuchungen danke ich ihm an dieser Stelle herzlichst.

schieben. Der Vergleich und die Identifizierung mit den übrigen Vorkommen des Szepes-Gömörer Erzgebirges kann erst nach Durchführung der Untersuchungen erfolgen.

Das interessanteste und verbreitetste Vorkommen bildet zweifellos der Glaukofanit in der Umgebung von Ájfalucska. Dieses interessante Gestein wurde schon von mehreren Punkte des Szepes-Gömörer Erzgebirges beschrieben. (3, 1, 8, 9). Mit seiner petrographischen Untersuchung hat sich Paul Rozlozsnik (8) eingehender befasst, der schon das Vorkommen von Banyiskó bei Ájfalucska entdeckt hatte.

Der Glaukofanit ist ein Produkt der vulkanischen Tätigkeit. Er ist jünger als der körnige Plattenkalk, und bricht den weissen Kalk durch. Dass er jünger ist als der Kalk, beweist neben seiner Erscheinungsform auch der Umstand, dass in einzelnen, an der Berührungsfläche mit dem Kalk gesammelten Gesteinsexemplaren gut zu erkennen ist, dass die Glaukofaninjektion auch zwischen die Platten des Kalkes eingedrungen ist. In den Dünnschliffen fällt auch auf, dass der Glaukofanit die Karbonatteile häufig umschliesst.

Die Vorkommen der Umgebung von Ájfalucska zeigen die verschiedensten Typen dieses Gesteines. Die schönste ist jene dunkel-bläulichgraue, grobkörnige Varietät, die ich am Westhang des Bányaaldal, im Pacsajtal, in der Nähe der Waldgrenze gefunden habe. Der vorherrschende Typus dieses Berghanges ist indessen die feinkörnige, grünlichblaue, dunkelgesprenkelte, mit weissen Albitadern durchzogene Art, in deren Klüften mehr oder weniger mächtige Hämatitgänge vorkommen. Besonders interessant ist jene, Feldspateinschlüsse enthaltende bläulich-perlgraue Varietät, die aus dem Einschnitt der die Grenze darstellenden „Stószter Strasse“-es am Westhang des Kofcs stammt. Ziemlich häufig kommt auch eine feinkörnige, dichte, kobaltblaue Abart vor, fast von der Schwere eines Erzes, deren verwittertes Material von den Dorfbewohnern als Farberde gesammelt wird. Bei dem Strassenkreuz vor dem langgestreckten weissen Kalkzug von geringer Breite, fand ich neben der „Stószter Strasse“ eine lichter grüne Varietät mit begonnener Zersetzung.

Interessante Typen dieses Gesteines fand ich in den Aufschlüssen des Szabadhegy. Hier ist der grosse, auf der Karte markierte Fleck grauer Glaukofanit. Gegen dem Dorfe zu beisst, am Bergeshang auch ein kleiner Fleck eines vom genannten abweichenden mehr verwitterten Glaukofanittyp aus. Besonderes Interesse

erweckt bei diesem kleinen Vorkommen, dass hier in der Nähe des Glaukofanites auch stark verschieferte serizitische Abarten vorkommen, die ausser Glaukofan — nach Feststellung von Földvári — auch Turmalin enthalten. Einen anderen Typ können wir am Westhang des Langen Rückens in dem, den körnigen Kalkstein durchbrechenden kleinen Gang beobachten, dessen Gestein graulich, grünlichblau gefärbt und gröber gekörnt ist.

Ausser den bisher angeführten, sind aber noch zahlreiche Übergangsglieder des Glaukofanites zu erkennen, die ein interessantes Thema für eingehendere petrografische Untersuchungen bilden würden.

Ich muss noch bemerken, dass dieses Gestein auf dem kartierten Gebiet nur im Zusammenhang mit den körnigen lamellaren Kalksteinen anstehend auftritt, weil die auf dem Fillitgebiet angezeigten beiden kleinen Flecken bloß auf ein trümmeriges Vorkommen folgern lassen.

Als Ausbruchszentrum des Glaukofanites sind die grösseren Flecken des Bányáoldal und Kofcs zu betrachten, aus denen dann dünnere, tektonisch zerstückelte Gänge abzweigen, welche durch die kleineren Vorkommnisse von länglicher Ausdehnung representiert sind.

Die auf dem kartierten Gebiet vorkommenden paläozoischen Gesteine können kaum mit den leichter zugänglichen Gesteinstypen und Varietäten der Gesteine des Szepes-Gömörer Erzgebirges der Sammlung der Geologischen Anstalt verglichen werden. Diese Feststellung gilt indessen auch für die Triaskalksteine, welche ziemlich stark von den Gesteinstypen des Bakony, des Bükkgebirges, oder der Umgebung von Pelsőc ab. Wollen wir uns also orientieren, so müssen wir unsere Untersuchungen auf den ganzen südlichen Kalksteinzug ausdehnen.

Tektonik.

Infolge der kleinen Ausdehnung des kartierten Gebietes konnte ich mich noch nicht mit den tektonischen Verhältnissen befassen. Trotzdem will ich kurz erwähnen, dass die Grenze zwischen den paläozoischen und mesozoischen Gebieten das bekannte Längsbruchsystem des Szepes-Gömörer Erzgebirges verfolgt. Die Grenze kann hier am ehesten der Tätigkeit von Verwerfungen von ganz enormen Ausmasse zugeschrieben werden.

Ausser den Längsbrüchen ist auch die Rolle der Querbrüche zu erkennen, die sich hauptsächlich in der Zerstückelung der Glaukofanitgänge äussert.

Die einzelnen tektonischen Phasen der Entstehung des Szepes-Gömörer Erzgebirges konnten auf diesen kleinen bearbeiteten Gebiet nicht beobachtet werden. Die Ursache hiefür ist nicht nur das Fehlen von Fossilien in den älteren Bildungen, sondern hauptsächlich dem Umstand zuzuschreiben dass der grösste Teil des Gebietes in der Nähe des steilen Abbruches des tornaer Kalksteinplateaus liegt und grösstenteils der Überschiebungszone angehört. Soviel ist indessen klar zu erkennen, dass die paläozoischen Bildungen im Verhältnis zu den mesozoischen Gliedern äusserst stark gefaltet sind. Eine ziemlich auffallende Erscheinung ist, dass wir auch den triasischen Kalksteinzug nicht als einheitlich betrachten können, weil sich die anscheinend gleichfarbigen und eine gleiche Struktur aufweisenden Kalksteine, nach längerer Beobachtung und auf Grund ihrer Dünnschliffe, doch als verschieden erweisen und mit der grössten Wahrscheinlichkeit verschiedenen Schuppenzügen angehören. Auf die Gegenwart verschiedener Schuppen deutet die fast parallel zum Streichrichtung des Zuges verlaufenden Längstäler und die Entstehung der Karsttrichterreihen.

Die Erzvorkommen in der Nähe von Ájfalucska und Jászó.

Die Erzschürfung kann in der Nähe von Ájfalucska bereits auf ein ziemliches Alter zurückblicken. Das Hauptgebiet der älteren Forschungen, die zu den meisten Hoffnungen berechnete, liegt in der Tschechoslowakei (6, S. 286). Auch auf meinem Gebiete gab es Schürfungen, aber blos in ganz unbedeutendem Maasse. Wie die ältesten Leute erzählen, wurde seinerzeit hauptsächlich nach Kupfererz und sogenanntem roten Eisenerz geschürft. Als Kupfererzbergwerk bezeichneten sie das im „Podliskom“ genannten Nebenast des Potucski-Tales getriebene und heute noch befahrbare mit zwei Öffnungen versehene Stollensystem. S. Fig. 1. Das sogenannte rote Eisenerz wurde im östlichen Zweige des Felső-Sugótales, in der Nähe des Gyuri Felsens (Jurkova skala) und der Miglincer Wachhütte, abgebaut.

Die Schürfung auf Hämatit begann erst um die Jahrhundertwende also wesentlich später als die vorerwähnten. Die einstige „Tornaer Bergbaugesellschaft“ lies am Krulyova dolina, am

Bányaoldal (Banyiszkó) und im Podliskom-Tal Schurfgruben und kurze Stollen vortreiben, um die Hämatitgänge zu erschliessen. Diese Aufschlüsse sind indessen heute schon zum grössten Teile verschwunden, oder sie stehen unter Wasser, wie der gegabelte kleine Stollen des Podliskom-Tales.

Im Kupferbergwerk des Podliskom-Tales (siehe 1. Abb.) wurde Kalkopyrit abgebaut. Dieser kommt hier in dem bräunlichgrauen, gefalteten sandigen Kalkstein in dünnen, kaum 1—2 cm mächtigen Adern, und in den mit weissem Kalzit ausgefüllten Klüften in kleinen Nestern vor. Am ergiebigsten dürften noch die Gänge in der Nähe der Stollenmündungen gewesen sein, während gegen dem Ende der Stollen die mit Malachit überzogenen Erzadern kaum einige mm stark waren. Der Bergbau dürfte ganz primitiv und in ganz kleinem Stil betrieben worden sein und sich hauptsächlich auf den Abbau der dickeren Adern beschränkt zu haben.

Der Kalkopyrit ist auf dem ganzen Gebiet des rötlichgrauen sandigen Kalksteines anzutreffen. Im Gerölle findet man häufig mit einer Malachitrinde überzogene Kalkopyritstücke und malachit- und quarzhältigen Gangschutt. Dieses Kalkopyritvorkommen dürfte keine besondere Bedeutung besitzen, nachdem die Gänge sehr dünn sind und ziemlich weit voneinander liegen.

Der sogenannte „rote Eisenstein“ der alten Schürfer des Dorfes ist eigentlich garkein Erz. Allerdings ist es nicht zu wundern, dass seine Farbe und sein Gewicht die im Bergbau wenig unterrichteten Leute täuschte. Er ist violettrot gefärbt. Bei der Analyse der schwersten Stücke fand Frau Dr. Maria Vogl nur 6% Eisen, während der übrige Teil aus Kalziumkarbonat bestand. Dieses „Erz“ kann also ganz einfach als ein gefärbter Kalzit angesehen werden.

Die um 1900 begonnene Schürfung auf Hämatit berechtigt schon zu grösseren Hoffnungen. Ihre Fortsetzung unterblieb seinerzeit, weil die Geldmittel der aus Kleinkapitalisten gebildeter Gesellschaft sich erschöpften und dabei die Transportfrage auch nicht zu lösen gewesen wäre, indem damals das entlegene kleine Dorf bloss durch einen Fussteig mit der Aussenwelt verbunden war. Unmittelbar vor dem Ausbruch des Weltkrieges wurde neuerdings mit den Schürfungen begonnen, aber nach kurzer Zeit wieder aufgelassen.

Die Hämatitvorkommnisse der Umgebung von Ajfalucska sind mit den Glaukofanitgängen verbunden und dürften zu glei-

cher Zeit mit deren Durchbruch aus Lösungen entstanden sein. Die bedeutendsten Hämatitvorkommnisse sind alle an den Gangrändern zu finden, während ihr Inneres nur ganz unbedeutende, einige mm starke Ädernchen enthält. Auch die Ränder der Hämatitadern sind unerheblich schwankender Mächtigkeit. Sie betragen meistens nur einige cm, von 0.5 m sind selten solche.

Das Begleitmineral ist zumeist gelbgefärbter Quarz und häufig milchweisser Albit. Entlang der Trennungsflächen kommt auch Epidot in dünnen Adern vor.

Die bedeutenderen Vorkommen die ich in der Reihenfolge der Numerierung auf der Karte behandeln will, sind folgende:

1. Das bedeutendste Vorkommen vertreten die den befahrbaren Teil der sich in zwei Äste gabelnden, zum grössten Teil erschwemmten, in den Glaukofanit der rechten Seite des Podliskom-Tales getriebenen Stollens querenden dicht auf einander folgenden, insgesamt ung. 1,5 m mächtigen Hämatitgänge das brauchbare Erz. Es besteht zumeist aus blätterigen grossen Krystallaggregaten, doch sind auch zu feinem Staub zerfallende Adern nicht selten. Dieses Vorkommen müsste in der Streichrichtung weiter verfolgt werden. Ausserdem wäre eine Entwässerung des Stollens nötig, um auch den erschlossenen tieferen Horizont untersuchen zu können.

2. Dieser Hämatitgang-Schwarm ist im Einschnitt der aufgelassenen einstigen Fahrstrasse, die am Bányaaldal führte, erschlossen. Dieses Vorkommen ist, ebenso wie die folgenden, — von wesentlich untergeordneterer Bedeutung, als das des Podliskom Tales. Die Gesamtdicke der erschlossenen nutzbaren Hämatitadern dürfte hier ungefähr 50 cm betragen. Wegen der Schuttdecke konnte ich nicht feststellen, ob die Gänge in der Streichrichtung weiter anhalten oder nicht. In der Nähe dieses Gangschwarmes sind die Spuren einer alten Schurfgrube zu sehen. Nach der mündlichen Überlieferung, hörte hier die Vererzung gegen die Tiefe zu auf und das Gestein „verschlackte“.

3. Diese Vererzungsspur beisst im Einschnitt der am Osthang des Kofcs führenden Fahrstrasse an der Grenze des Glaukofanitfleckes aus. Hier füllen die Hämatitadern zum Teil die Klüfte zwischen den rötlichgrauen sandigen Kalksteinschichten aus, zum Teil aber durchdringen sie den Glaukofanit. Einzeln erreichen sie eine Mächtigkeit von einigen cm, im besten Falle, 1—2 dm, und liegen ziemlich dicht beieinander.

4. Dieses Vorkommen befindet sich in der Nähe des ehemaligen, heute aber nicht mehr aufzufindenden, Stollens im NO — Ast der Krulyova — Doline. Hier deuten die aus der Strecke geförderten bedeutenden Gangmassen auf eine ziemlich ansehnliche Verzerrung. Doch könnte ich erst nach Erforschung und Wiedererschliessung des Stollens eine Meinung zu diesem Vorkommen äussern. Es haben sich hier hauptsächlich quarz-, albit- und hämatitnhaltige Gangstücke angehäuft.

5. In der Nähe der Kote 804 des Bányaaldal (Banyiszkó) wurde versucht, die die Oberfläche bedeckende Geröll-Schuttschicht mittels mehrerer Schurfgruben durch zu suchen. Es sind ziemlich viele grössere Hämatitgangstücke zu sehen, die aus den Schürfungen der Umgebung hier zusammengetragen wurden.

6. Dieses Vorkommen ist auf einem grösseren Areal in der Nähe des einstigen Grenzwächterhäuschens an der Ostseite des Sugótales zu beobachten. Hier finden sich zwischen dem Glaukofanitschutt häufig Hämatitgangstücke. Es bedürfte an Hand künstlicher Aufschlüsse weitere Erforschung, um den Wert feststellen zu können.

7. Im Strasseneinschnitt am Waldrande südlich des Gyuri-Felsens (Jurkova skala), fand ich auch in der Serie des gefalteten Grünschiefers Hämatitadern. Hier sind in der Kalksteinbreccie, im rosa Kalzit 2—3 cm grosse flache Hämatitkrystalle zu finden. Bergbaulich ist dieses Vorkommen vielleicht das wertloseste.

8. Auf dem langgestreckten Glaukofanitgebiet des Podfer-tes fand ich im Schutt des mit Gebüsch bewachsenen Osthanges häufig Hämatitblöcke. Wie mir gesagt wurde, schürfte man früher auch hier, doch gelang es mir nicht, die Spuren der Aufschlüsse zu entdecken. Auch hier wäre eine genauere Untersuchung nötig.

9. In dem Graben zwischen dem Bányaaldal und dem Sakereny findet sich entlang der Grenze des körnigen weissen Kalksteines zum Glaukofanit in der Linie des Bachbettes in dem Gerölle, Hämatitblöcke fast von einem Meterzentner, was darauf hindeutet, dass in der Nähe ein mächtigerer Gang gelegen sein mochte.

10. Dieser Aufschluss befindet sich im Innern der Gemeinde, in der zur Kirche führenden obersten Strasse. Hier versuchte der Besitzer, auf Grund der Analogie der aus der Fillitgruppe entspringenden Quellen der Gemeinde, einen Brunnen abzuteufen, doch

stiess er in einer Tiefe von 2 m auf derart dichten, mit einer Limonitkruste überzogenen Hämatitschutt, dass er das weitere Graben aufgeben musste.

11. Auf den Waldwegen des neben Jászó gelegenen Dobolérhegy finden wir ziemlich häufig Hämatitschutt. Seinen Ursprungsort konnte ich nur in einem Fall in einem nördlichen Seitengraben des Tapolcatalles feststellen. Es gelang mir hier den Ausbiss des Erzes in einem kleinen antiklinalen Kern einer weissen Abart des serizitischen Fillites nach einem grösseren Regenguss in der Grabensohle festzustellen. Auch dieser Ausbiss müsste erst besser aufgeschlossen werden um seinen Wert feststellen zu können.

Die in der Nähe von Debröd in der obersten Gruppe des Pannonikums und im Süsswasserkalk anzutreffenden limonitischen Krustenbildungen und Konkretionen sind praktisch wertlos. Es ist auch keine grössere Menge vorhanden.

Bei der orientierenden Begehung des oberen Szárpatak-Tales beobachtete ich, dass an der Grenze der durch Verwerfungen zerstückelten Schollen der Triasklappen oft Hämatitschutt anzutreffen ist. Hier sind entlang der Verwerfungen auch mehr oder weniger dicke hämatithältige Gänge sichtbar, doch würde ihre weitere Verfolgung eine genauere Untersuchung voraussetzen. Es ist interessant, dass man im Szárpatak-Tal und im Bachgerölle ebenfalls Glaukofanitstücke bzw.-kiesel findet, was darauf deutet, dass die, die Hämatitvererzung verursachende vulkanische Tätigkeit auch auf diesem Gebiet vorhanden gewesen sein dürfte.

*

Ich schliesse meinen Bericht mit dem Wunsch, dass die Aufnahmen der Umgegend von Ájfalucska systematisch weiter gegen W fortgesetzt werden mögen. Der südliche Kalksteinzug des Szepes-Gömörer Erzgebirges ist nämlich bei weiten noch nicht durchforscht. Trotzdem wir in dem Kalksteinzug und an seinen Grenzen reichere Erzvorkommen wie im zentralen Gebiete nicht erwarten können, so bilden doch häufige und ab und zu auch industriell verwertbar erscheinende Hämatitvorkommen eine ermutende Erscheinung. Dieser Arbeit muss aber eine stratigrafische Bearbeitung der triasischen Bildungen vorangehen, die meiner Ansicht nach durch eine detaillierte Kartierrung des Szádellőtalles begonnen werden müsste.

Literatur.

1. V. Acker: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Csetnek Pelsőcz. (Jahresber. d. kön. ung. Geol. Anst. 1905. S. 164, und 158—59.)
2. G. Arthaber: *Lethea geognostika*. (II. Mesozoikum, Bd. I. Trias. S. 431.)
3. Hugo von Böckh: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes—Gömörer Erzgebirges. (Jahresber. d. kön. ung. Geol. Anst. 1905. S. 42.)
4. Franz Böhm: Reambulation zwischen Csetnek und Henczkó. (Jahresbericht. 1906. S. 148.)
5. A. Hoffer: Geologische Skizze der Umgebung von Kassa. (Geol. Mitteilungen. Neue Serie Bd. 4. S. 73—82.)
6. K. Papp: Der Eisenerz- und Kohlenvorrat der Länder der Ungarischen Krone. (S. 236—687—282.)
6. a. Ludwig v. Lóczy sen: Die geologischen Verhältnisse des neben der mit Komitat Abauj-Torna gelegenen Gemeinde Somodi erschlossenen Braunkohlevorkommens. (Im Band: Der Eisenerz- und Kohlenvorrat der Länder der Ungarischen Krone von K. Papp, Seite 682—698.)
7. Paul Rozlozsnik: Die bergbaugeologischen Verhältnisse von Aranyida. (Jahrbuch der ung. Geol. Anstalt, Bd. XIX. Heft 6.)
8. — Geologische Notizen über Dobsina. (Jahresbericht 1913. S. 383—386.)
9. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobsina. (Geol. Hungar. ser. geologica. V. Seite 17.)
10. Zoltán Schréter: Die bergbaugeologische Beschreibung der Kohlen- und Lignitgebiete der Komitate Borsod und Heves. (1929. S. 309.)
11. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Aggtelek. (Jahresberichte 1925—28.)
12. Julius Sóbányi: Die Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyapta-Beckens. (Geol. Mitt. Bd. XXVI. S. 193—236.)
13. D. Stur: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz. (Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1869. Seite 412, 414—15.)
14. J. Suf: Contributions à la géologie des montagnes du Sips et Gemer. (Carpatica 1936.)
15. Josef von Sümeghy: Zusammenfassende Beschreibung der pannonischen Sedimente des Györer Beckens, Transdanubiens und des Alföld. (Jahrbuch, Bd. XXXII. Heft 2. Seite 116—117.)
16. H. Wolf: Kohlenvorkommen bei Somodi und das Eisensteinvorkommen bei Rako im Tornaer Komitat. (Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1868. Seite 217—218.)

JELENTÉS A JÁSZÓ KÖRNYÉKÉN 1940 ÉV NYARÁN VÉGZETT FELVÉTELÉRŐL.

Irta: Dr. Teleki Géza.

(1 térképmelléklettel és geológiai szelvényvel.)

Három hónapra szánt felvételemből a körülmények változása folytán egy hónap lett. Ilyképen a terület áttekintő tektonikai felvételénél sokkal többre nem jutottam. Egyes mozzanatok és fontosabb adatok rögzítését azonban így sem mulaszthatom el. Felvételi területem a 4466/1, 4565/2 és 4566/1 sz. 1:25.000 léptékű katonai lapokra korlátozódik. Bár a szlovák határ belenyúlik ebbe a területbe, mégis sokszor nyílt alkalmam a határt átlépni és így felvételeimet kiegészíteni, ahol az összefüggéseket elkerülhetetlen fontosságúaknak tartottam.

Miután a begyűjtött anyag még nem kerülhetett feldolgozásra, csak egy áttekintő képet nyújtok úgy a kőzetekről, azok koráról, mint a tektonikai viszonyokról és érkeletkezéséről.

A *metamorf kőzetek* legidősebb tagja minden bizonnyal a fillitsorozat. Kétségtelen, hogy a vörös sorozat alatt fekszik. Számtalan változata ismeretes vagy pedig egy állandó sorozat erősen egymásbagyúrt tagjaival van dolgunk. De a különböző erősségű nyomás is közrejátszik különbözőségükben. Így Luciabányánál fellelhető egy kloritos fillit, mely a Doboldéren szericites-kvarcitos fillitbe megy át. Vagy találunk számtalan helyen grafitos fillitet, pl. Jászómindszenttől a Portscheig. Ezek jellegzetesen olyanok, mint amit a német „Ruschelzone“-nek nevez. Keletkezésük a Sajó-völgy fekete paláival azonos. Valószínűleg az organikus szennyezés átalakulásával van dolgunk. Ezenkívül kimondott csillámpalákat és grafitkvarcitolakat is találunk ebben a sorozatban. Minél inkább közeledünk Aranydához, annál inkább mutatnak üledékes eredetre. Diabáz nincsen bennük, tehát a zöldkőpala sorozatnak nem ekvi-

valensei. Dőlésük majdnem sohasem fekszik a rétegződésében, tehát másodlagos dőléssel van dolgunk. A Doboldér vastagpados kvarcitjai viszont elsődleges dőlésűek. E rétegcsoportba tartozó rétegek dőlése a szigmoidális gyűrődés következtében nem állandó, habár nagyrészt délnek dőlnek. Koruk szerintem a szilurba tehető.

Egy ettől teljesen elütő sorozat a porfiroidsorozat. Petrográfiaiilag részben összepréselt kvarcporfirok és keratofirok, részben porfirítok. Igen erős nyomásnak lehettek e területen alávetve. Porfiroidtufák hiányoznak. E sorozat keskeny, hosszú ívei az egész területet átszelik DK—ÉNy-i irányban. Legjellegzetesebb ilyen ív Jászómindszent és Luciabánya között húzódik, dél felé tektonikai határvonallal. Itt erősen palásodtak a porfiroidok. A fővonulat mellett több kis ívben kevésbé kihengerelt mellékívet lelhetünk fel. Kivétel nélkül antiklinálisok magjai, melyek szárnyai erősen összepréseltek. A Doboldér mindkét oldalán fellelhetők e sorozat tagjai. Helyenként erősen kloritosodtak és itt is antiklinális mag maradványokkal lehet dolgunk. Az antiklinálisokat sok helyen harántvevők szelik át. A devon-karbon határát jelölik meg (breton fázis?).

A metamorf kőzetcsoportharmadik sorozata, a vörös-sorozat. Szericitos kvarcitok, csillámos kvarcitok és homokkövek változnak egymással. Utóbbiak néha arkózákba vagy breccsákba mennek át. Így pl. Jászónál a tó északi oldalán egy breccsakonglomerátumot találhatunk, melynek kötőanyaga homokos és elegyrészei kvarctörmelékből állanak. Itt a rátelepülés a fillitekre diszkordáns. A Rufus-bányánál is megtalálhatjuk ezt az erősen vörös kvarcitos breccsát, mely itt, igen erős nyomásnak lehetett alávetve. Érintkezése a fekvőfillitikkal tektonikai. E breccsák fő elegyrészei: kvarc, fillit, kvarcit, kvarcitos homokkő, míg kötőanyaguk kvarcitos — vasas (limonit, sziderit). Meg kell itt jegyezni, hogy az ú. n. fucoideás-pala nem fedője ennek, de közéje is települ és néha egyenletes az átmenet. A homokkövekben sok a fekete kvarcit és gyakoriak a fillitsávok. E sorozat kora szerintem alsó-karbon.

E csoport utolsó negyedik tagja az orthogneisz. A jászói hegyen csillámpalagneisz és turmalinos gneisz található. Valószínű, hogy egy gránitporfirból átváltozott gneisz (porfir-textura). Fiatalabb a fillitcsoporthoz, de idősebb a gránitnál, úgyhogy leginkább az alsó — fejső karbon határára tehető, a szudéta fázis idejébe.

A nem metamorf kőzetek közül legelsőnek vehetjük a gránitot. Legismertebb előfordulási helyei a Rudnok—Rudnokfürdő közti útszakaszon és az Antimonitbányánál vannak. E savanyú gránitban

a kitörési határvonallal párhuzamos kvarctelések futnak végig. A kontaktmetamorfózis egész jelentéktelen. Helyenként gránodirit jellege van e kőzetnek. Korát majd később tárgyaljuk.

E csoportba tartozik egy érdekes tag: a glaukofanit. Ez egy igen tömött, kemény, diabázszerű kőzet, melyet a Doboldér keleti lejtőjén egy porfiroidék közelében találtam meg.

Ugyancsak ide tartozik a diabáz, mely a Volovi harb-tól nyugatra lévő völgyben elég nagy településben található meg a fillit között. E diabáz dyke-szerű.

Luciabányánál még krizotilszerpentin fordul elő magnetittel.

E csoporthoz tartoznak még üledékes kőzetek is. Ezek között vannak még felső karbon és triász kori mészkővel, dolomitos mészkövek, fekete csillámos pala (werfeni pala) és homokos mészkő (werfeni szint), permkori szericites és csillámos homokkő és kvarcitos homokkő. Ehhez járulnak a neogén agyagok, murva és konglomerátum.

Nem egyszerű e sokfajta kőzetnek színtézése és egy egységes táblázatba való állítása. Mégis megkísérlem, habár tudom, hogy e megállapítások sem nem véglegesek, sem nem fedik teljes mértékben a valót. Mégis úgy gondolom, hogy a vele foglalkozóknak adhat néhány támaszt és irányelvet.

A magyar karbon csak szétszórt foltokban ismeretes, erősen összepréselt, gyúrt rétegei vulkáni intruziókkal tarkítottak. Miután a permtől kezdve a Magyar medence süllyedő területté válik, a parti, süllyedési vonalak mentén igen változatos és egyben komplikált kőzetsorozatok lépnek fel, bonyolult tektonikával párosodva. Egy ilyen terület a Szepes-Gömöri érc-hegység Jászó környéki tagja is. Vetők és rátolódások lehetnek ilyen sávban mindkét irányúak, sőt egyazon diszlokációs vonal mentén léphetnek fel ellentétes irányú feltolódások vagy leszakadások. Szépen mutatják ezt az érc-telések.

Ahhoz, hogy egy hozzávetőleges kortáblát állítsak fel, szélesebb terület ismereteit kellett az irodalom alapján is elővenni. Mindenestre legcélszerűbb Uhlig és Šuf nyomán két korbelti kőzetcsoporthoz megkülönböztetni:

1. triász előtti kőzetek és
2. paleozoikum utáni kőzetek.

A triász előtti kőzeteket általában két csoportra osztották: a) a gölnici sorozatra és b) a rozsnyó-vashegyi sorozatra.

Miért kell és miért lehet egyáltalában e két sorozatot külön választani? És miért fog e terület különböző korú, de egynemű érc-

képződésével és kúsza tektonikájával mindig újabb meglepetésekkel szolgálni? Véleményem szerint azért, mert a szoros értelemben vett Szepes-Gömöri érchegység egy olyan forgóponton fekszik, ahol a hercyn-variscida vonulatok kereszteződnek a boida vonulattal. A boida vonulat csapásiránya NyÉNy—KDK-i és ezt követi pl. a klorit-szericit-grafit-fillit sorozat Luciabánya—Rudnoki vonulata, melybe később a gránit is ily irányú fronton intrudált. Ezzei ellentétben a hercyn-variscida vonulat ÉK—DNy-i csapást mutat.

A gölnici sorozatba tartoznak: a fillitsorozat és a porfiroidsorozat, valamint az ortogneisz. A rozsnjó-vashegyibe pedig: a metamorf vörössorozat a fillit-porfiroidsorozat és a breccsás konglomerátum egy része, diabaz, dolomitok és mészkövek, esetleg serpentin és fekete pala. Ki kell itt emelnem, hogy e két sorozat különbözősége tehát nagyrészt a hegyalakulástól függ, még pedig fontos, hogy a gölnici sorozat boida vonulatának szinklinálisában rakodtak le, úgy látszik, azok a kőzetek, melyek később a rozsnjó-vashegyi sorozat hercyn-variszkusi vonulatának tagjai lehettek. Így a rozsnjó-vashegyi sorozatban is elő kell, hogy forduljanak a gölnici sorozat tagjai, de erősen átgűrve, igénybevéve (másodlagos dőlések) és mint alaphegységtagok.

E területen tehát nem a sztratigrafiai, de a tektonikai kormegállapítás a számottevő, mely feltevést a későbbi kutatások minden bizonnyal igazolni fogják. A gölnici sorozat kibúvó és eredeti helyzetében megmaradt tagjai egy régebbi boida (devon), a rozsnjó-vashegyi sorozat az átgűrűt gölnici alappal egy fiatalabb variszkuszi kor hegységalkotó erői folytán kapják jelentőségüket. Ezeket az elgondolásokat legjobban és szemléltetőbben mellékelt táblázat mutatja.

Legtöbb zavart a kormegállapításnál természetesen az értelepek okozzák. Egyneműségük *egyforma, de nem egyidejű* keletkezésre mutat. Elsősorban, ha tekintetbe vesszük, hogy a gránit, granodiorit, gránitporfir, kvarcporfir mind kémiaailag rokon kőzetek, tehát egy és ugyanazon ércek válhattak ki az alapmagnából különböző korokban is. *Az érckiválás ha egynemű is, tehát különböző korú.* Ezt a lokális kutatások szintézise be is fogja bizonyítani.

Rá kell azonban még térnem ez általánosan tapasztaltak mellett a terület tektonikai kutatásainak eredményeire. Sajnos, a felvételnél rendelkezésre álló rövid idő nem volt alkalmas egy pontos térkép elkészítésére, az összes hegységkialakító erők és mozgások leszögezésére, még kevésbbé egy pontos és alapos mikro-

Kor	Gölnici sorozat (Főcsapásirány NyÉNy— KDK) boida, hegyvonulat	Rozsnyó—Vashegyi sorozat (főcsapásirány ÉK—DNy) hercyn—variscida hegy- vonulat	Fázisok
Szilur	1. <i>Fillitsorozat</i> : klorit-, sericit-, grafit- fillit		
Devon	2. <i>Porfiroidsorozat</i> : kvareitpala, kvareit, homokkő porfiroid I. kvareporfir és keratofir konglomerátum	kvareitpala, kvareit, kvare- és grafitfillit	breton
Karbon		3. <i>Vörös sorozat</i> : konglomerátum, kvar- citos homokkő, fuco- ideás pala, breccsák, kvareitok porfiroid II. sárga, tömött mészkő sárgás dolomit homokos mészkő gránit, gránitporfir, granodiorit	szudéta
Perm		szürke homokkő szürkésfehér mészkő kvareitpala, szericites kvareit, csillámkvareit homokkő és breccsás konglomerátum diabáz, diabáztufa, porfiroid III.	aszturiai
Triász		4. Werfeni fekete pala sötétszürke mészkő dolomitos mészkő glaukofanit-, serpentine- sedés, márványképződés	subtatrikus dilatáció
Neogén	Vörös konglomerátum, murva, szürke agyag, vörös agyag		
Alluvium	Lejtőtörmelék és patakhordalék		

tektonikai felvételre. A mellékelt térkép tehát csak irányt szabó és nem végleges akar lenni.

Először vegyük sorra a diszlokációkat. Ezek között vannak hosszantiak és harántirányúak. A hosszantiak közül elsősorban a Lucia-bányai ötlik szemünkbe. Általában azt mondhatjuk, hogy e hosszanti diszlokációs vonalak mentén fellépnek a grafitpalasávok, erősen kihengerelt, kataklasztikus struktúrájú kőzetek lépnek fel. Valódi „Ruschelzone“. A Lucia—Norbert—Alois—Rufus-vonalon a fedő porfiroid, a fekvő grafitfillit, közte települ az érc, többnyire sziderit. A porfiroidok az érczel való érintkezésnél elpalásodtak. A telértöltelék struktúrája kataklasztikus, ami arra vall, hogy a mozgás az ércesedés után következett be. Nyugat felé fillitekben folytatódik ez a diszlokációs vonal. Maga a diszlokáció dőlése Lucia-bányától keletre átlag 52° DNy, míg attól nyugatra ÉK-i. E vonal kétségtelenül áttolódási vonal. Míg a nyugati részen számos másodlagos izokinális gyűrődés tarkítja e diszlokációs vonal környékét, addig keleti része egy igen szép szinklinális tengelyének fogható fel. Északi szára DNy-i, déli szára ÉK-i átlagú dölést ad. Az egész áttolódás dél vagy inkább délnyugat felé irányul.

Áttolódási vonalnak tartom a Réka-patak völgyét is, bár ezt már nem sikerült pontosan kikutatnom. Míg ugyanis a másodlagos palásodás a melamorf üledékeket ott (Rozlozsnik szerint) átváltoztatta, ezt a Réka-pataktól délre nem tapasztaltam.

Említésre méltó hosszanti diszlokációs vonalak még a Regulus-vonal a Wachhübl északi oldalán, mely nyugat felé kvarcitba fut. Azután a Remény-vonal: Hátsó-Portsche-Goldseifenbach. Ezeket alig, hogy futólag láttam és így nem tudok biztosat állítani. Kisebb ilyen hosszanti vonalak találhatóak a Golat-hegyen is.

Fontosabb szerintem két másik vonal ismertetése: a Bódva-patak és a Tapolca diszlokációs vonalai.

A Bódva-patak vonala csak regionális következtetés útján nevezhető diszlokációs vonalnak. Kétségtelen azonban, hogy itt semmiestre sem áttolódási vonallal van dolgunk, hanem inkább egy letöréssel, melynek kora még a triász előtt kellett, hogy bekövetkezzék, de nem lehetetlen, hogy későbbi esetleg posztpaleogén. Miután mindenhol alluvium és neogén fedi, e kérdést nem tudtam tisztázni. A neogén elhelyezkedése és a vonal lefutása azonban arra utal, hogy itt mindenképpen diszlokációval van dolgunk.

Egy kisebb diszlokációs vonal a jászói Tapolca völgye, melynek déli oldalán már a triász települ rá a paleozoikus kőzetre. Ez a

vonallal megállapíthatóan egy letöréssel kapcsolatos részleges áttolódás. Erre vall a tó partján található másodlagosan is igénybe vett, erősen kimorzsolt breccsa (fucoideás breccsa csoportja). A rátolódás helyenként észak felé irányul, helyenként azonban az eredeti letörés maradt meg. E kérdés még eléggé tisztázatlan, úgyhogy a közelek feldolgozása előtt pontosan meghatározni nem merném. A Doboldér kétségtelenül egy antiklinális-boltozat.

Több e csapásirányú hosszanti vetővel harántos vetőt is lehetünk fel a területen. Ilyenek a mecenzéfi Goldseifenbach eltolódása, egy kisebb eltolódás a Roter Kidl-en. Ezek a határon már túl esnek. Fontosabb a területre eső haránteltolódások vagy vetők nyugatról kelet felé: a Borzó-patak, a Szabó (Zabó)-patak, Lascsik-völgy (Jászó-Kőszirtig), melyek jól kimutathatóan egymástól elvetik az egyes sorozatokat (porfiroidvonulatok és gránitvonulatok) és egy kisebb, ezekre kissé harántos áttolódás a Borzó-patakban, mely az ércfelért is vagy 60 m-re elveti (a patak jobb partján 60 m-rel magasabban fekszik). Miután mindezek a harántvetők a Doboldérbe nem futnak át, tehát ezek a Bódva-patakig futnak (kivéve a Lascsik-patakét), joggal feltételezhetjük, hogy a Bódva-vonal diszlokációs vonal.

Feltűnő még a Bódva-patak egyenes lefutása, V alakja, mélysége és a két patakpart különböző felépítése, úgyszintén a diaklázisok megjelenése (a patak folyásával párhuzamosan). Ezekből mind tektonikai eredetére következtethetünk.

Eltolódásos vetőnek kell azonban minősíteni az Antimon-bánya — Rufusbánya völgyét is, bár gyenge és nemsokára elvész a neogén alatt. Egy érdekes kis leszakadás a jászói Kőszirt letörése, mely a Bódva völgyi részén abba leszakadt és így a triász egy ÉD irányú egyenes vonal mentén kerül a paleozoikum mellé. Számtalan kisebb vető tarkítja még a területet.

Izoklinális gyűrődések gyakoriak az egész területen, úgyszintén transzverzális palásodás. Helyenként a dőlés ellenkező a palásodással, ami igen könnyen megtévesztheti a felvételező geológust, más hol meg egyenesen kaotikusan gyűrődtek a fillitek vagy grafitfillitek a porfiroiddal egyetemben, különösen a Lucia—Rufus vonal mentén. A fillitsorozat mindenhol lényegesen erősebben dőlt, mint fedője. A kettő között tehát kétségtelen a diszkordancia. Jellegzetes „Grauwackenzoné“ ez. Föléje a vörös sorozat transzgradál.

Míg a paleozoikus rétegsorozatokban sok a kimondott antiklinális és szinklinális, addig a triász mészkövei gyengén boltozott-

tak és redőkbe fektetettek (a werfeni palák erősen gyüredezettek). A neogén mindenhol vízszintesen fekszik.

Kíséreljük meg igen röviden rekonstruálni a terület kialakulástörténetét. A fillitsorozat kétségen kívül a legidősebb közetsorozat. Úgy ezek, mint a porfiroidsor dinamometamorf. Miután sokhelyütt e sorozat erősebben gyűrűt, mint fedője, sőt néhol diszkordancia is mutatkozik, fel kell tételeznünk, hogy ezeket a rozsnó-vashegyi sorozat lerakódása előtti fázis is meggyűrte már. E fázist én bretonnak tartom. Míg a fillitsor szerintem szilúr kori, addig a kvarcitpalák, kvarcitok, homokkövek devon koriak lehetnek. A mozgások, gyűrődések irányát legjobban az I. sz. porfirintrúziók mutatják.

A gölnici sorozat e tagjaira a breton fázis után diszkordanciával települ az alsó karbon. Ide tartozónak vélem a kvarcitos homokköveket, fukoideás palákat és breccsákat. Alsó karbon úgy a gölnici, mint a rozsnó-vashegyi sorozatban is fellép, de elsősorban ott lépnek fel, ahol a rozsnó-vashegyi sorozat kezd kialakulni, tehát a gölnici (boida) hegység mélyebb részein.

Az egészet együtt egy újabb gyűrődésnek vetette alá a szudéta fázis. E fázis alatt újabb, porfiroidintrúziók (II. sz. porfiroid) léptek fel. Ez a hegységgyűrűs igen erős lehetett, amit a fukoideás tagok erős igénybevétele bizonyít. E fázis után süllyedés állhatott be s így rakódtak le a felső karbon tagjai: sárga tömött mészkő, sárgás dolomit, homokos mészkő (újabb emelkedés). Az újabb emelkedés az aszturiai fázisba esik és ide helyezem én a gránit, gránitporfir, granodiorit feltöréseket, melyek már némileg lehűlt állapotban foglalták el mai helyüket (csekély kontaktmetamorfózis). Előbbi tagokat áttörik még és erre rakódnak le a legfelső karbon szürke homokkövei és fehér és szürkés szemcsés mészkövei.

Az általános perm eleji kiemelkedés, szárazulat, hozza létre ezekre települve a kvarcitpalákat, szericites kvarcitokat, kvarcitos homokkövet és a breccsás konglomerátumot.

A perm után újabb diszkordancia mutatkozik, melyet a pfalzi fázissal kell összefüggésbe hoznunk. E fázis alkalmával törhetett fel a diabáz, tufájával, és a III. sz. porfiroid. A gránit és a gránitporfirtömbök ekkor már érvényesíthették tömegüket, ami a tektonikai ellenállásban és elformálásban fejeződik ki a hegységben. Ez időre eshetik az ércelérek keletkezésének utolsó fázisa is.

Nagy diszkordanciával települ az összes említett sorozatra a triász. Először werfeni fekete pala alakjában, majd változatos színzetű mészkövek és dolomitos mészkő következik. A glaukofanito-

sodást, szerpentinesedést, márványosodást, az ezt az egységet erősen kiemelő és gyűrő fázisnak: a szubtátrikus fázisnak tulajdonítom, bár lehet, hogy egy része még karbon kori. E fázisnak tulajdonítom az áttolódásokat, mint pl. a Réka-patak Lucia—Rufus-vonal, Bódva-patak és Tapolca vonalat, ha is ezek kétségtelenül már preformáltak lehettek. Legfontosabb gyűrődés ezek közül a Lucia—Rufus-vonal fölötti antiklinális, magjában a gránittal és alatta a Bódva-patakig egy vele párhuzamos szinklinális, melyet ma neogén tölt fel.

Miután a neogénig újabb lerakódást nem ismerünk, a dilatációs, haránteltolódásokat okozó mozgásokat közvetlen a neogén elé kell helyeznünk. Ez az alpin mozgások megszűnte után állhatott be, tehát a paleogén végén. Esetleg miocén és összefüggésben van vulkáni koszorunk keletkezésével is.

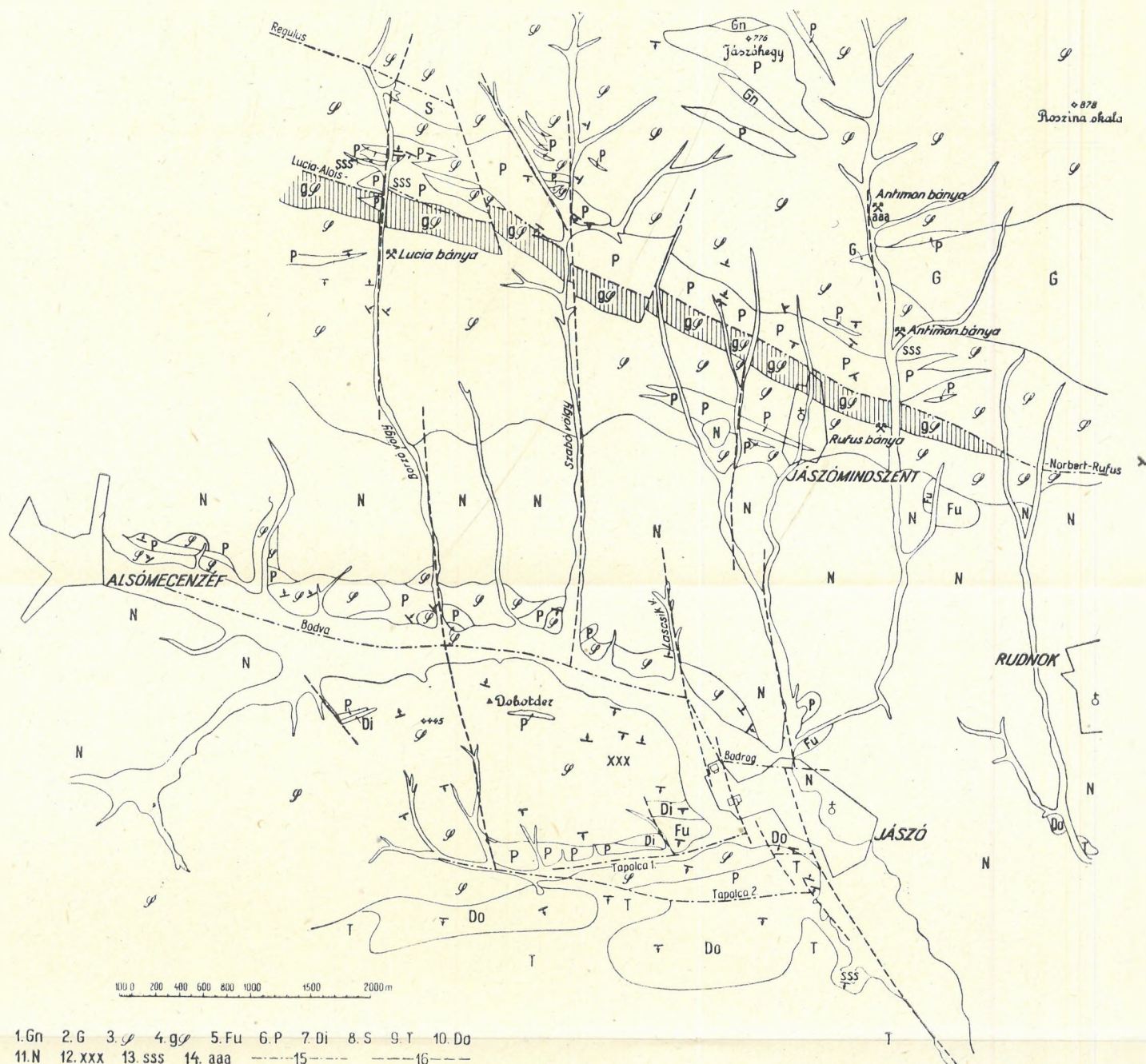
Az érctelepek különböző korát ily rövid idő alatt nem volt módom kifürkészni. Kétségtelen azonban, hogy ezek a paleozoikum idején keletkeztek és az alpin mozgásokkal már nem függnek össze.

I r o d a l o m :

1. Acker: Die geologische Verhältnisse des Csermosnyatales im Komitate Gömör. Jahresber. d. k. ung. Geol. Anst., 1904.
2. Andrian V.: Bericht über die Übersichtsaufnahmen im Zips-Gömörer Komitate, Jahresber. d. k. k. Geol. R. A. X. Bd. 1859.
3. Böckh, H.: Beiträge zur Gliederung des Szepes—Gömöri Erzgebirges. Jahresber. d. ung. Geol. Anst., 1905.
4. — Beiträge zur Geologie des Kalkplateaus von Szilice, Jahresber. d. ung. G. A. 1907.
5. Hauer, F. Übersichtskarte der öst.-ung. Monarchie. Jahresber. d. k. k. Geol. R. A., 1869.
6. Kertai, Gy.: Ércmikroszkópiai és paragenetikai megfigyelések a Szepes—Gömöri Érchegységből. Ann. Mus. Nat. Hung., XXX., 1936.
7. Matejka—Andrusov: Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Sb. stát. geol. ust. XIII. a. 1931.
8. Pantó, G.: A csucsemi ércelőfordulás mikroszkópiai és genetikai vizsgálata. Matem. és Term.-tud. Értesítő, LIX. köt., 2. rész, 1940.
9. Rozlozsnik, P.: Aranyida bányageológiai viszonyai. (Földt. Intézet Évkönyve. XIX. kötet, 6 füzet. 1912. 10.)
10. Stur, D.: III. Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmöllnitz und Göllnitz: Jahresberichte d. K. K. Geol. R. A. XIX. Bd. 1869.
11. Šuf, J.: Contributions á la géologie de la partie sudest des montagnes du Spiš et du Gemer. Carpatica. 1936.

ÁTTEKINTŐ GEOLÓGIAI TÉRKÉP JÁSZÓ KÖRNYÉKÉRŐL. GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER GEGEND VON JÁSZÓ.

Felvette: Teleki Géza.
Aufgenommen von: G. von Teleki.

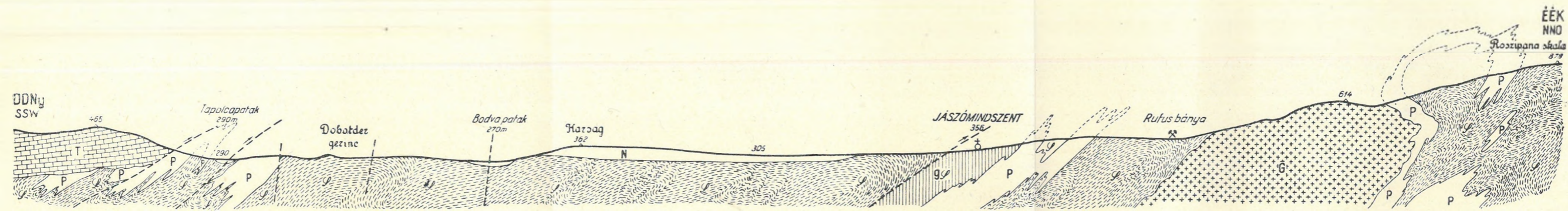


1. Gn 2. G 3. φ 4. $g\varphi$ 5. Fu 6. P 7. Di 8. S 9. T 10. Do
11. N 12. xxx 13. sss 14. aaa -----15----- 16-----

Jelmagyarázat — Zeichenerklärung.

- | | |
|---|---|
| 1. Gn = Gneisz
Gneiss | 9. T = Triasz mészkő
Triadischer Kalkstein |
| 2. G = Gránit
Granit | 10. Do = Dolomit
Dolomit |
| 3. φ = Fillit
Phyllit | 11. N = Neogén
Neogen |
| 4. $g\varphi$ = Grafitpala, grafitos fillit
Graphitschiefer, graphitisches Phyllit | 12. xxx = Váscillámelőfordulás
Hämatit-Vorkommen |
| 5. Fu = Fukoideás konglomerát
Konglomerat mit Fucoideen | 13. sss = Szideritelőfordulás
Siderit-Vorkommen |
| 6. P = Porfirit
Porphyrit | 14. aaa = Antimonitelőfordulás
Antimonit-Vorkommen |
| 7. Di = Diabáztufa
Diabastuff | 15. ----- = Áttolódás
Überschiebung |
| 8. S = Szerpentin
Serpentin | 16. - - - = Vetődés
Verwerfung |

SZELVÉNY JÁSZÓMINDSZENTEN KERESZTÜL.
 PROFIL ÜBER JÁSZÓMINDSZENT.



Jelmagyarázat. — Zeichenerklärung.

G = Gránit
Granit
 φ = Fillit
Phyllit
 gφ = Grafitpala, grafitos fillit
Graphitschiefer, graphitisches Phyllit.

P = Porfirit
Porphyrit
 T = Triasz mészkő
Triadischer Kalkstein.
 N = Neogén
Neogen.

GEOLOGISCHE AUFNAHME IN DER UMGEGEND VON JÁSZÓ IM JAHRE 1940.

Von Dr. Géza Teleki.

Meine Ernennung an die Universität von Kolozsvár brachte es mit sich, dass ich die im Jahre 1940 begonnenen Aufnahmen nicht mehr beenden konnte. Somit gebe ich hier in aller Kürze nur ein zusammenfassendes Bild und eine Kartenskizze von der Umgegend von Jászó im Szepes-Gömörer Erzgebirge so, wie es mir der kurzen Zeit angemessen den allgemeinen Eindruck zu gewinnen möglich war.

Gesteinskundlich unterscheiden wir eine metamorphe und eine nichtmetamorphe Abteilung.

Als ältestes Glied der metamorphen Bildungen gilt wohl die *Phyllit-serie*, als das sichere Liegende der „roten Serie“. In mannigfacher Ausbildung erscheinend täuscht sie uns mehrere Serien vor, doch zeigt eine eingehende, lokale Untersuchung, dass dies nur aus dem verschieden starken tektonischen Druck resultiert, der die ganze Serie ineinander verfaltet. So sehen wir beim Bergwerk Lucia einen typischen Chloritphyllit, der an der Doboldérlehne in Serizit-Quarzitphyllit übergeht. Derselbe erscheint von Jászómindszent bis Portsche als Grafitphyllit, d. h. wir haben es hier mit einer Ruschelzone zu tun, deren Entstehung mit den schwarzen Schiefen des Sajótales gleichaltrig sein kann. Auch finden wir in dieser Serie ausgesprochene Glimmerschiefer und Grafitquarzite, die Aranyida zu immer mehr und mehr sedimentären Charakter annehmen. Das Fehlen von Diabas erlaubt uns den Schluss einer Nichtäquivalenz mit der Grünsteinserie. Das Fallen zeigt ausser den Quarziten der Doboldérlehne im ganzen Gebiete sekundären Charakter, d. h. es liegt nicht in der Schichtung. Auch ist das Fallen wegen sigmoidaler Faltung nicht stetig, doch überwiegend süd-

gerichtet. Das Alter der Serie kann dem Silur zugeschrieben werden.

Beschriebener Serie nachfolgend erscheint im Gebiete die von ihr vollkommen abweichende *Porphyroidserie*. Gedrungene Quarzporphyre und Keratophyre, zum Teil auch Porphyrite, die allesamt ungemein starken Druck ausgesetzt waren. Porphyroidtuffe fehlen. Die langen schmalen Bänder dieser Serie durchziehen das Gebiet in NW—SO-licher Richtung (z. B. Jászóindszent-Luciabánya mit den stark verschieferten Porphyroiden). Neben einem Hauptbogen finden wir mehrere kleine ausgewalzte Nebenbogen. Es sind dies Antiklinalkerne mit stark gepressten Flanken. Die Antiklinalen sind vielerorts von Querverwerfungen durchschnitten. Die Entstehung ist auf die Grenze Devon-Karbon zu setzen. Auch ist die Serie stellenweise stark chloritisiert.

Als dritte Serie der melamorphen Bildungen ist die „rote Serie“ zu nennen. Serizitquarzite, glimmerhaltige Quarzite und Standsteine sind als Hauptlagen zu erkennen. Letztere gehen stellenweise in Arkosen und Breccien über. Bei Jászó an der Nordseite des Teiches finden wir ein Breccienkonglomerat mit sandigem Bindemittel und Quarzbruchstücken. Die Lagerung auf Phyllit ist hier diskordant. Auch beim Bergwerk Rufus erscheinen diese roten Quarzitbreccien, die hier starkem Druck ausgesetzt waren, wobei die Berührungsgrenze mit dem Liegend-phyllit tektonisch bedingt ist. Hauptbestandteile der Breccien sind: Quarz, Phyllit, Quarzit, Sandstein; das Bindemittel ist quarzitisches mit Eisengehalt (Limonit, Siderit). Hier sei es mir erlaubt zu bemerken, dass der sog. Fucoidenschiefer nicht das Hangende dieser Serie ist, da er auch zwischengelagert vorkommt. Ich bin geneigt anzunehmen, dass dieser Schiefer die oberste Lage der „roten Serie“ darstellt. Als Alter der Serie ist Unterkarbon anzunehmen.

Das vierte Glied dieser Abteilung ist der *Orthogneiss*. Am Jászóer Berg ist er durch Glimmerschiefergneiss und Turmalin-gneiss vertreten. Die porphyrische Struktur weist auf Umwandlung aus Granitporphyr hin. Der Orthogneiss ist unbedingt jünger als die Phyllitserie, doch älter als der Granit, womit seine Entstehung auf die Grenze des unteren und oberen Karbons gesetzt werden kann, d. h. in die sudetische Phase.

Unter den nichtmetamorphen Gesteinen ist an erster Stelle der *Granit* zu nennen. Bekannte Vorkommen sind am Wege von Rudnok nach Rudnokbad und beim Antimonbergwerk zu finden.

Überall durchziehen den sauren Granit mit der Ausbruchsgrenze parallele Quarzgänge. Die Kontaktmetamorphose ist unbedeutend. Stellenweise zeigt das Gestein granodioritischen Charakter. Das Alter wird später besprochen.

Dieser Abteilung gehört auch ein interessantes Glied: der *Glaukofanit* an: ein dichtes, diabasarliges Gestein, welches ich an der Ostlehne des Doboldér in der Nähe der Porphyroide vorfand.

Gleichwohl hierher gehörend ist der im Tale westlich vom Volovi-harb in grosser Ausdehnung zwischen Phyllit lagernde Diabas mit Dykecharakter zu nennen.

Bei Luciabánya erscheint ein Chrysotilserpentin mit Magnetit.

Dieser Abteilung sind noch sedimentäre Gesteine anzuschliessen, so: oberkarbone und triassische Kalksteine, dolomitische Kalksteine, schwarzer glimmeriger Schiefer (Werfener Schiefer, sandiger Kalkstein (werfener Horizont) und Glimmerschiefer, sowie quarzitischer Sandstein permischen Alters.

Neogene Tone, Schotter und Konglomerate junger Entstehung schliessen die Reihe.

Eine Horizontierung dieser von einander sehr verschiedenen Gesteine ist nicht leicht, doch sei es mir erlaubt wenigstens andeutungsweise und als Impuls eine vorläufige tabellarische Zusammenstellung zu geben.

Das ungarische Karbon ist nur aus weitverstreuten Flecken bekannt. Seine stark gepressten Falten werden von vulkanischen Intrusionen zerrissen. Da das ungarische Becken vom Perm an zu einem sinkenden Gebiet wird, so erscheinen an der Abbruchsgrenze durch komplizierte Tektonik verwobene Gesteinsserien, welchen auch das Gebiet der Umgegend von Jászó im Szepes-Gömörer Erzgebirge anzureihen ist. Verwerfungen und Überschiebungen können in solchen Grenzstreifen nach beiden Seiten ablaufen, es können sogar an ein und derselben Dislokationslinie gegensinnig gerichtete Abbrüche oder Verschiebungen verschiedener Zeitabstände vorkommen, was besonders durch die Erzgänge verraten wird.

Eine entwicklungsgeschichtliche Tabelle kann nur auf Grund der grösseren Einheiten zusammenfassenden Literatur dargestellt werden. Nach *Uhlig* und *Suf* ergeben sich zwei grosse Gesteinseinheiten:

1. Die vortriassischen Gesteine und
2. die postpaleozoischen Gesteine.

Die vortriassischen Gesteine werden unterteilt in:

- a) Gölnicer Serie und
- b) Rozsnyó-Vashegyer Serie.

Hier ergibt sich die Frage warum eigentlich diese zwei Serien getrennt werden? Warum wird dabei dieses Gebiet mit den Erzbildungen in verschiedenen Zeitintervallen doch gleichen Charakters immer wieder Überraschungen bringen sowohl im stratigraphischen als auch im tektonischen Sinne? Meiner Ansicht nach darum, weil das im engeren Sinne genommene Szepes-Gömörer Erzgebirge an einem Drehpunkte der sich hier kreuzenden hercyn-variscischen und boiden Orogenzüge liegt. Das Streichen der Boiden ist WNW—OSO, im Gebiete übereinstimmend mit dem Streichen der Chlorit-Serizit-Graphit-Phyllit-Serie von Luciabánya bis Rudnok, in deren Zug später der Granit intrudiert. Dagegen streichen die Varisciden hier NO—SW-lich.

Zur Gölnicer Serie gehören: die Phyllit- und Porphyroidserie und der Orthogneiss. Zur Rozsnyó—Vashegyer: die „rote Serie“ ein Teil der Phyllit-Porphyroidserie und des Breccienkonglomerats, weiter Diabas, Dolomite, Kalksteine, eventuell auch der Serpentin und die schwarzen Schiefer. Hervorzuheben ist, dass der Unterschied zwischen beiden Serien zum Grossteil von der Gebirgsbildung abhängig ist, indem die in den boiden Synklinalen abgelagerten Gesteine der Gölnicer Serie später auch Bestandteile der variscischen wurden, nur mit dem Unterschied, dass jene hier stark verfaltet und mit sekundären Schichtung als Grundgebirge erscheinen.

In unserem Gebiete sind, was auch die späteren Forschungen bestätigen werden, nicht die stratigraphischen sondern die tektonischen Zeitbestimmungen grundlegend. Die Gölnicer Serie bedeutet also die an Stelle gebliebenen Glieder einer früheren boiden Entwicklung (Silur-Devon), wogegen die Rozsnyó—Vashegyer Serie mit den, in einer hercyn-variscischen Phase durchgearbeiteten Gliedern der Gölnicer Serie, ihre Bedeutung erlangt.

Diese Schwierigkeiten in der Zeitbestimmung werden durch die Erzbildung nicht aufgehoben, eher noch erschwert. Ihr gleicher Charakter zeigt auf *gleichartige doch nicht gleichzeitige Genesis*. Dies wird verständlich bei Betrachtung, dass Granit, Granodiorit, Granitporphyr und Quarzporphyr chemisch verwandte Gesteine sind, womit aus demselben Grundmagma bei gleichen Verhältnissen in verschiedenen Zeiten gleiche Erzbildung resultieren konnte. Die

Ausscheidung der Erze ist unbedingt zeitverschieden, wenn auch oft gleichartig.

Nach der Beschreibung der allgemeinen Gesichtspunkte möchte ich noch die tektonischen Verhältnisse des Gebietes erörtern. Nebenstehende Karte ist leider, wegen der zu kurzen Aufnahmezeit, keine mikrotektonische, doch auch keine vollkommene Aufnahme, nur eine bei weiteren Aufnahmen benützbare Skizze.

Wir unterscheiden vorerst Längs- und Querdislokationen. Unter ersteren ist die bedeutendste die von Luciabánya, eine regelrechte Ruschelzone mit Graphitschiefer, stark ausgewalzen und kataklastische Struktur aufweisenden Gesteinen. An der Lucia-Norbert-Alois-Rufus Linie zieht das Erz zwischen liegendem Graphitphyllit und hangendem Porphyroid dahin. Der Porphyroid ist am Kontakt mit dem Siderit stark verschiefert. Die Struktur der Gangfüllung ist kataklastisch, was auf nach der Erzausscheidung sich einstellende Bewegung hinweist. Nach W zieht diese Dislokation im Phyllit weiter. Das durchschnittliche Fallen dieser Linie beträgt östlich Luciabánya 52° SW, westlich von Luciabánya dagegen 48° NO. Diese Linie ist meiner Ansicht nach unbedingt als Überschiebungslinie aufzufassen, in dem westlichen Gebietsteil mit vielen Isoklinalfalten, im östlichen Teil als Axe einer sehr schönen Synklinale. Die Überschiebung erfolgt nach SW.

Als Überschiebungslinie ist auch das Tal des Réka-Baches aufzufassen. Nennenswerte Längsdislokationen sind noch: die Regulus-Linie am Nordhang des Wachhübl, westlich in Quarzit übergehend; sodann die Remény-Linie von Hinter-Portsche bis zum Goldseifenbach, die ich nicht näher untersuchen konnte und einige kleinere Längsbrüche am Golat-Berg.

Zwei Längslinien fallen uns noch auf: der Bódva-Bach und der Tapolca-Bach. Nur regional kommen wir zur Folgerung, dass beide Dislokationen darstellen. Bei der Bódva-Linie bin ich geneigt anzunehmen, dass es sich um eine Abbruchlinie handelt, doch war diese Frage wegen der jungen Bedeckung nicht erforschbar. Die Tapolca-Linie ist wahrscheinlich eine Überschiebung mit später aufgefrischtem Abbruch kombiniert. Auf Überschiebung zeigen die stark ausgewalzten Breccien; die Richtung ist N. Der Doboldér bildet N-lich davon eine schöne Antiklinale, in deren Kern Eisenglanz zum Vorschein kommt.

Unter den Querverwerfungen erscheinen als wichtigere: die Verschiebung des Goldseifenbaches bei Metzenseifen und am Roten-

Kidl, die Verwerfungen am Borzó-Bach, Szabó-Bach, Lascsik-Tal die alle bis zum Bódva-Tal ablaufen, sich aber am Doboldér nicht weiter fortsetzen, d. h. die Bódva-Linie muss auch aus diesen Gründen eine (junge?) Dislokation darstellen. Dieses Bódva-Tal krümmt sich bei Jászó genau nach Süden. Die N-S Richtung ist auch hier tektonisch bedingt.

Eine weitere Verschiebung scheint die Linie Antimonbergwerk-Rufusbergwerk zu sein. Isoklinale Fältelungen sind im ganzen Gebiete sehr häufig. Stellenweise stimmen Fallen und Schieferung nicht überein, auch sind die Phyllite oft chaotisch verfältelt, besonders in der Ruschelzone. Die Phyllitserie ist durchgreifend stärker gefaltet als das Hangende, zwischen beiden handelt es sich also um eine Diskordanz.

Im Paleozoikum finden wir ausgesprochene Antiklinalen und Synklinalen, im Mesozoikum dagegen nur flache Aufwölbungen. Das Neozoikum liegt überall horizontal auf.

Eine kurze Entwicklungsgeschichte kann im Folgenden gegeben werden. Das älteste Glied bildet die Phyllitserie, welche mit-samt der Porphyroidserie dynametamorph ist. Da an vielen Stellen diese Serie stärker als das Hangende gefaltet ist, mit oft klarer Diskordanz, ist vor der Ablagerung der Rozsnyó-Vashegy-Serie eine Orogenphase anzunehmen. Es wäre dies die bretonne Phase. Somit wären die Phyllite in das Silur, die Quarzitschiefer, Quarzite und Sandsteine in das Devon zu stellen. Die Bewegungsrichtung zeigen am besten die Porphyrint intrusionen No I.

Nach der bretonnen Phase lagert das untere Karbon sich mit Diskordanz auf die Gölnicer Serie. Hieher gehören die quarzitischen Sandsteine, Fucoidenschiefer und Breccien. Zwar ist unteres Karbon in beiden Serien vorzufinden, doch überwiegend in der Rozsnyó-Vashegy-Serie und zwar in den tieferen Mulden der Boiden.

Der ganze Komplex wurde in der sudetischen Phase einer neuen Faltung unterworfen. Während dieser Phase erscheinen neuerdings Porphyroidintrusionen (No II.). Diese Phase war weit stärkeren Charakters was die starke Inanspruchnahme der Fucoidenschiefer zeigt. Nach der sudetischen Phase stellt sich Senkung ein, wodurch das obere Karbon sich ablagern konnte: gelbe, dichte Kalksteine, gelblicher Dolomit. Die Ablagerung des sandigen Kalksteines zeigt auf neure Hebung hin. Diese Hebung fällt in die asturische Phase, in welche ich das Empordringen des Granites, Granodiorites und Granitporphyrs stelle. Diese Magmen erreichten

ihre jetzige Lage in schon verhältnismässig ausgekühltem Zustand (leichte Kontaktmetamorphose). Sie durchstehen alle vorigen Serien und sind das Liegende der oberkarbonen grauen Sandsteine und grauweissen, körnigen Kalksteine.

Die allgemeine frühpermische Hebung und Trockenperiode bringt die Quarzitschiefer, Serizitquarzite, quarzitische Sandsteine und das Breccienkonglomerat zur Ablagerung.

Nach der Permzeit finden wir neuerdings eine Diskordanz, die mit der pfälzischen Phase in Einklang zu bringen wäre. Während dieser Phase drangen der Diabas mit seinem Tuff und die Porphyroide No. III. empor. Granit und Granitporphyr kamen zu dieser Zeit mit ihrer Masse schon zur Geltung, indem sie in der Deformation der tektonischen Einheiten schon teilnehmen. Auf diese Phase fallen auch die letzten Erzausscheidungen.

Mit grosser Diskordanz überlagert alle erwähnten Serien die Trias mit ihren Werfener-Schiefen, Kalken und Dolomiten. Glaukophanitisierung, Serpentinisierung und Marmorbildung setze ich in die das Gebiet durchgehend emporhebende subtatische Phase. Dieser Phase könnten die Überschiebungen des Réka-Baches, Lucia-Rufus-Linie, Bódva- und Tapolca-Baches angehören, obwohl sie schon preformiert waren. Am wichtigsten erscheint die Antiklinale der Linie Lucia-Rufus mit dem Granitkern und die mit ihr parallele Bódva-Synklinale mit der Neogenausfüllung.

Da bis zum Neogen neuere Ablagerungen unbekannt sind, müssen wir folgerungsweise die Verschiebungen vor das Neogen setzen, mit näher nicht zu bestimmenden Zeitangabe. Eine eingehende Erforschung der Erzbildungszeiten war mir nicht gestattet, doch nehme ich an, dass deren Ausscheidung mit der Wende Paleozoikum-Mesozoikum als abgeschlossen betrachtet werden kann.

ADATOK A TÁGABB ÉRTELEMBEN VETT SZILICEI-FENNSÍK DNY-I RÉSZÉNEK FÖLDTANI ISMERETÉHEZ.

(Jelentés az 1940. évi földtani felvételről.)

(1 földtani térképvázlattal.)

Írta: D r. B a l o g h K á l m á n.

A m. áll. Földtani Intézet Igazgatóságának rendelete módot nyújtott arra, hogy 1940 nyarán folytassam a Szilicei-fennsík déli részének az elmúlt évben megkezdett részletes földtani felvételét. E munkám első eredményeit doktori értekezésemben foglaltam össze (1.), most pedig újabb megfigyeléseimről adok számot.

Munkám központja eleinte Szádvárborosa község környéke volt, később innen délre, a Jósva-völgy irányában folytattam tovább vizsgálataimat. Ilymódon sikerült kapcsolatot teremtenem S c h r é t e r Z. (1928) és J a s k ó S. (1935) jósvavölgyi (10., 6.), illetve a cseh Z. R o t h (1938) szilice-környéki felvételei közt (9.). Nagyrészt olyan területen dolgoztam, amelyről F o e t t e r l e és M a d e r s p a c h (3., 4., 7.) elavult térképein kívül más földtani térképünk még nem volt. Intézetünk ugyan már 1907-ben tervebe vette e térképek hiányának pótlását, a reambulációt végző B ö c k h H. kéziratosa azonban elveszett, értékes megfigyeléseit is csupán szűkszavú jelentése őrzi (2.). 1920 után a cseh geológusok figyelmét teljesen a Kárpátok külsőbb övezetei kötötték le, a „belső öv“ kérdéseivel alig foglalkoztak (9.). A mi kísérleteink a trianoni határig terjedtek. (10., 6.). Most, az országhatár eltolódásával ismét hozzáférhetővé vált érdekes területet újra térképezzük.

A jelentésemben tárgyalt területet (lásd a 4565/3. és 4665/1. jelű 1 : 25.000-es méretű katonai térképlapokat) É-on a gombaszögi völgyfő és Szilice közti országút, továbbá a Ménes-völgy déli pereme, K-en a térkép széle határolja. D-en a Jósva- és a Kecői-

völgy, a trianoni országhatárnak a Poronya-tetőn át húzódó szakasza és az aggtelek—hosszúszói országút, Ny-on pedig a Hosszúszó községet a Nyisztron- és a Kövesbércen, a Ravonyon, Dét-hegyen, Szádvárborsán (Borzován), Ösztön-hegyen, Vöröskő-tetőn át a gombaszögi závozzal összekötő zeg-zugos vonal öleli körül. A mellékelt földtani térképen azonban az általánosabb áttekintés megkönnyítése céljából — némi módosítással — a mult esztendőben térképezetteket is feltüntettem.

Rétegtani viszonyok.

A felvételi területet — a mélyedésekben felhalmozódott vörös agyagtól s a patakok alluviális feltöltéseitől eltekintve — kizárólag a triász időszak képződményei borítják. Legkönnyebben az alsó triász „werfeni rétegei“ ismerhetők fel közülük; ezek minden rétegtani és szerkezeti következtetésünk vezérfonalai. Jósvafőről Szilice, tehát D-ről É-felé haladva *három pászlájukat* harántoljuk s ugyanannyszor ismétlődnek meg az É-i dőlésben rájuk következő középső és részben felső triász képződmények is. Később látni fogjuk, hogy e három rétegsor három fő szerkezeti egységnek felel meg: 1. jósvavölgyi antiklinális, 2. pelsőcardó—szádvárborsai és 3. szilicei pikkely. Bár nincsen lényeges fácieskülönbség a három rétegsor egykorú képződményei közt, bizonyos különtartásuk a kisebb differenciák kiemelése céljából mégis célszerűnek látszik.

I. Alsó triász.

Az alsó triász képződmények három sávban bukkannak fel területemen: 1. a gombaszög-szilicei országút déli oldalán, 2. a korotnoki malom környékétől Ardócska-pusztán át a Ménes-völgy feje irányában, 3. a Jósva völgyében.

1. A *seisi emelet* vörös homokköve (2—42, 1—154) csupán a középső vonulatban fordul elő az 1939-ben térképezett melegoldal-szádvárborsai homokkősáv folytatásába eső egyes elszigetelt foltok alakjában. Így az Ösztönhegy DK-i oldalán; az egykori korotnoki malomtól ÉK felé húzódó területen; a 484 m-es magassági ponttól K-re eső háromszög alakú folton, továbbá Ardócska-pusztá környékén. Sehol sincs jól feltárva, kibúvásait csupán sűrű törmeléke árulja el. Közte s a vele érintkező — rendszeren jóval fiatalabb — képződmények közt a rétegtani hézag gyakran igen jelentős. Hegy-

szerkezeti nézőpontból igen figyelemreméltóak az 503 m magasságú Lednice-bérc DK-i oldalán szürke ladini mészkövek közé ékelt, valamint a Szádvárborstól DK-re eső 455 m magasságú Mellyeszke K-i szomszédságában levő domb déli oldalán észlelt előfordulásai is.

2. A *szürke, fehér kalciteres, lemezes campili mészkövek* néhány foltban (a korotnoki malom mellett a 465 m-es magassági ponttól DK-re és K-re, valamint az ardócska-pusztai forrás mellett) az alsó triász képződmények középső vonulatában is előfordulnak. Fő elterjedési területük azonban a gombaszög—szilicei országút déli oldalára és a Jósva-völgyére esik. Meggyűrt rétegeiknek különösen Szilice főterén és utcáin, valamint Jósvafő É-i kijárójánál, a 286 m magasságú domb DK-i szögletében és a Hegy-tető Ny-i oldalán vezető út mentén vannak szépen feltárásai. Az É-i vonulat déli oldalán éles hegyszerkezeti vonal mentén keskeny guttensteini mészkőfoltok közvetítésével vagy anélkül, fehér — valószínűleg nagyrészt — *ladini* mészkővel érintkeznek; Jósvafő környékén antiklinálisba gyűrődtek (10—151. 6—297.). A jósvafői *campili* mészkövek külsőleg igen hasonlóak az alsó anisusi guttensteini mészkövekhez s azoktól inkább csupán negatív jellemvonások révén választhatók el. Hiányzanak pl. a *campili* képződményekből a Szilicei-fennsík guttensteini képződményeire oly jellemző dolomit-közbetelepülések, ellenben alsó részükhöz helyenként *rauchwackék* (az utóbbiak *J a s k ó* szerint esetleg neogén forrásmészkövek 6—296.) és sárgásbarna agyagpalák kapcsolódnak. A *campili* mészkövek nem rétegzettek vagy padosak, hanem inkább lemezesek és jóval erősebben gyűrtek, mint a guttensteini mészkövek. A Kecői- és Jósva-völgy É-i oldalán húzódó *campili* rétegösszlet területemen annyira egységes, hogy itt nem tudtam belőle guttensteini képződménysávot kiválasztani, amint azt *J a s k ó* (6.) és *F u x V.* (5—22.) megkísérelte. S ha esetleg mégis volna e helyen guttensteini képződmény, csakis e szinttáj legmélyebb, a *campili* rétegektől gyakorlatilag még megkülönböztethetetlen részeit képviselheti. Másképpen alig magyarázható a Jósvafőtől légvonalban mintegy félkilométerre levő barlangbejáratnál feltárt guttensteini dolomitoknak a község É-i szomszédságában észlelt teljes hiánya. A Kecői- és a Jósva-völgy É-i oldalának szürke, lemezes mészkövei és a velük érintkező világosszürke mészkövek közt tehát rétegtani hézag van. A két képződmény érintkezése mentén a Hegy-tetőtől kb. 250 m-re NyDNy-ra tektonikai breccsát találtam. Térképem K-i szélén, a 324 m-es magassági ponttól K-re a világos mészkövek közvetlenül a *campili* rétegcsoport

alsó részéhez tartozó agyagpalákra következnek: itt tehát a rétegtani hézag még nagyobb, mint másutt.

A campili képződményeknek — a már említetteken kívül — még két elszigetelt, felső triász képződmények közé zárt előfordulását ismertem meg területem középső részén: a térkép 458 m magasságú Dubicz (helyesen Kismalomhegy) nevű dombjától K-re, valamint a Haragistya-kút É-i és D-i szomszédságában.

II. Középső és felső triász.

3. *Guttensteini mészkő és dolomit. (Alsó anisusi emelet.)* A campili képződmények felett normális szelvényben jól rétegzett, szürke, sötétszürke, finomszemű, fehér calciteres mészkövek és szürke, tömött, szögletes törésű dolomitok következnek. A két kőzet rétegei váltakoznak egymással; közös tulajdonságuk, hogy ütésre erősen bitumenszagúak. Ez a jellegzetes, mindhárom szerkezeti egységben azonos megjelenésű rétegcsoport a rétegsorban elfoglalt helyzete alapján, kövületben való rendkívüli szegénysége ellenére is, biztonnággal osztható be az anisusi emelet alsó részébe (10—147., 6—295., 1—157.). Megjelenése szerint pedig leginkább az Északi Mészkőalpok hasonló rétegtani helyzetű guttensteini mészköveivel és dolomitjainal vethető egybe (v. ö.: 9.).

Guttensteini képződményeket az idén a gombaszög—szilicei országút melletti 534 m-es domb környékén s — meg-megszakadozó, keskeny foltokban az Ardóhegy É-i peremén, továbbá a jósvafői barlangbejáratnál, a jósvafő—aggteleki út elején a Magoshegy É-i oldalán, valamint Hosszúszó község K-i szomszédságában térképeztem.

4. *A középső triász magasabb része; felső triász.* A guttensteini rétegek fedőjében az idén részletesen tanulmányozott szadvárorsai és jósvafői egység területén hatalmas zátonyképződmények vannak. A rétegtani tájékozódás bennük már jóval nehezebb, mint a triász mélyebb részeiben. A nagyrészt rétegzetlen világos mészkövekben és dolomitokban nincsenek messzire követhető kövületes padok; ősmaradványokat csak egyes különálló fészkekben gyűjthetünk. Így aztán megállapíthatjuk ugyan, hogy ez vagy az a *lelőhely* a triász melyik emeletébe vagy szintjébe tartozik, megállapításainkat azonban az egyes szintek pontos térbeli elkülönítésekor a különböző korú képződmények gyakran hasonló kifejlődése miatt nem hasznosíthatjuk kellőképp. Másutt pedig éppen az egykorú képződ-

mények közt van fácieskülönbség. *Települési rendellenességek* is zavarják tiszta látásunkat: a kétségtelenül jóval fiatalabb világos mészkövek gyakran közvetlenül seisi vagy campili rétegekkel érintkeznek. A három fő szerkezeti egység alsó triász rétegsora — beleértve a guttensteini képződményeket is — annyira hasonló megjelenésű, hogy seisi, campili és alsó anisusi képződményeiket könnyen azonosíthatjuk. A rétegsor magasabb részeinek összetételében azonban már különbségek vannak a fő egységek közt.

Nem azt akarom ezzel mondani, hogy teljesen más kifejlődésűek ezek a rétegsorok, hiszen a szádvárborsai pikkely minden fáciesének megvan a párja a jósvafői antiklinális területén. Inkább azt szeretném csupán kiemelni, hogy az egyes fáciesek rétegtani helyzete és jelentése, valamint elterjedésük módja különböző a két földtani egység területén. Ez azonban — úgy hiszem — elegendő ok arra, hogy a két egység rétegsorának a guttensteini rétegcsoport feletti részét egymástól elkülönítve ismertessem.

A) A *szádvárborsai egység* nyugati részében — amint már doktori értekezésemben is leírtam (1—159.) — a guttensteini mészkövekre és dolomitokra középső anisusi algaflórát (8.) és szemcsés dolomit-közbetelepüléseket tartalmazó világos mészkövek települnek. É felé többnyire jól rétegzett szürke mészkövek váltják fel őket. A szürke mészkő alján sok a szarukőgumó, fölfelé a szarukő elmarad, a mészkő egyre világosabb lesz és lassanként át megy a Bikk világos, sokszor egészen fehér algás mészkövébe. A szürke mészkövek minden valószínűség szerint a ladini emeletbe tartoznak, a felettük levő világos mészkövek pedig esetleg már a felső triászt is képviselhetik.

Pelsőcardótól a szádvárborsai Ösztönhegyig és a Vöröskő környékéig terjedőleg 5—6 km hosszú, nagyjából Ny—K-i csapású sáv alakjában, vezérlő szint gyanánt ékelődnek a világos színű zátonyképződmények közé a ladini szürke mészkövek. Elütő kőzettani sajátágaik kövületben való szegénységük ellenére is lehetővé teszik az itteni középső és részben talán felső triász képződmények részletesebb osztályozását és térképezését. Ki kell azonban emelnem a szemcsés szövetű dolomitok jelentőségét is. Ezek csak kisebb-nagyobb lencsék alakjában ugyan, de csupán az alsóbb szinttájú világos mészkövek alsó részén fordulnak itt elő. Ahol tehát megvan a szemcsés szövetű dolomit, ott kövületek híján is megmondhatjuk hozzávetőleg, hogy az anisusi emelet képződményeiben járunk.

Mindez azonban csak a szádvár-borsai egység Ny-i részére érvényes. A szádvár-borsai Ösztönhegyen már elmarad a szemcsés dolomit, kiesik a rétegsorból a szaruköves mészkő is és világos mészkő lép helyébe. A szürke mészkő felső szinttája is csupán egy K felé egyre keskenyedő közbetelepülés alakjában folytatódik Ardócska-puszta irányában. A Ny-i jó „vezérszint” K-en tehát eltűnik, a folytatását mutató szürke mészkő közbetelepülés már elmosódott és nehezen követhető: a mellékelt térképen nem is tüntettem fel. Ha ketté is szeli a rétegsort, az alatta levő világos mészkövek bizonyára nem a szaruköves mészkő fekvőjében levő anisusi mészkövek ekvivalensei, hanem magát a szaruköves mészkövet helyettesítik, tehát valószínűleg ladini koriak. Az utóbiak helyzetét különben nehéz megítélni, mert az Ösztönhegytől K-re az alsóbb szinttáj világos mészkövei a guttensteini csoport s a szemcsés dolomitok kimaradásával közvetlenül a seisi és campili képződményekkel érintkeznek.

Tehát: a szádvár-borsai pikkely Ny-on vonulatszerű sávokban elhelyezkedő képződményeinek sorából K-en kiesik egy tag és hasonló fáciesű szinttájak képződményei egységes tömeggé forrnak össze. Ez a változás mindenestre az üledékképződés és a fáciesek rovására irandó. Ezzel szemben a világos színű dolomitos mészkövek s a guttensteini rétegek kimaradása, valamint az alsó triász képződmények vonulatának szétszakadozása a szerkezet kialakulásával lehet kapcsolatos.

B) A jósvafői antiklinális rétegsorának a guttensteini rétegek feletti része legnagyobbbrészt világos mészkövekből és szemcsés szövetű dolomitokból áll.

A világos mészkövek igen különböző triász szinteket foglalnak magukba. A *Rhynchonella decurtata* és a *Daonella Lommeli* szinttáját Schréter mutatta ki bennük (10). Ugyancsak ő mutatott rá, hogy a Poronya-tető helyenként sötétebb közbetelepüléseket is tartalmazó, világos színű, diploporás mészkőve a ladini emeletbe tartozik (10—149). A Poronya-tetőn magam is gyűjtöttem mészalgákat a háromszögelési pont közelében, s azokat — miután ehhez előzetes szíves beleegyezését adta — Schréter régebbi gyűjtésével egyetemben elküldtem J. v. Pia bécsi professzornak, a mészalgák specialistájának. Pia professzor úr — akinek önzetlenül, nagy elfoglaltsága ellenére is szívesen végzett fáradozásáért hálásan mondok köszönetet, — megerősítette Schréter meghatározását (10—149): a Poronya-tetőn valóban a ladini emelet egyik vezérvölgye, a *Diplopora annulata* Schafh. fordul elő. A Domica környé-

kének világos mészkövekkel váltakozó szürkés mészkövéből a cseh geológusok említették először a ladinikumra jellemző *Trachynerita quadrata* nevű csigát (9), s a Gyöngyibolya-tető É-i oldalán magam is gyűjtöttem rosszmegtartású csigaátmetszeteket. Ladini kori mészalgát, *Teutlopora herculea* Stopp. -t — meghatározását ugyancsak J. v. P. a professzornak köszönhetem, — sikerült gyűjtenem világos mészkövek szürke közbetelepüléseiből a Nagyoldal-dűlő déli szomszédságában levő 445 m-es magassági ponttól ÉK-re kb. 700 m-re az erdőszélen is. Felső triász kori brachiopoda-faunákat pedig doktori értekezésemben közöltem Szádvárborosa szomszédságának világos mészköveiből (1—162.)

A világos mészkőfácies tehát az anisusi emelet középső részétől a felső triász nőri emeletéig felnyúlhatik s mivel kövületeket csak egyes elszórt pontokon gyűjthetünk, többnyire lehetetlen az alsó szinttájakat a felsőktől térképileg elkülöníteni. Azt is pusztán csak sejtethetjük, hogy ahol sűrűn találkozunk sötétebb közbetelepülésekkel vagy ahol éppen a pelsőcardó—szádvárborosai pikkely szürke mészköveire emlékeztető, — néha még szarukövet is tartalmazó — sötét mészkövek bukkannak elő kisebb foltokban, ott ladini képződményekkel van dolgunk. (Hiszen bármilyen korú mészkő színe sötétebbre változhatik, ha kissé dúsabb kövületnyomokban.) A jósvafői antiklinális É-i szárnyában nincsen jó „vezérszint”. A két nagy és több kisebb folton fellépő szemcsés szövetű dolomitoknak a világos mészkövekkel szeszélyesen összefonódó tömegei és lencsési alig könnyítik a rétegtani tájékozódást. E dolomitok a világos mészkövek közé újjyszerűen beékelődő nyulványakkal és világos mészkőszigeteikkel minden bizonnyal csak variánsai a mészköveknek. Éspedig nemcsak a világos mészkőfáciest helyettesítik, hanem részben a sötétebb mészköveket is. Ilyenkor különben világos színük szürkére és sötétszürkére változik és *ütésre* bitumenszagot árasztanak. Ilyen sötétszínű szemcsés dolomitok fordulnak elő a Szőlőhegy—Kövesbatka dolomit-tömegnek Ny-i részében, a Borzút-völgy környékétől a Ravonyig terjedő sávban; fekvőjük és fedőjük egyaránt — ladini? — bitumenszagú, szürke, szaruköves mészkő.

Schréter tapasztalatai szerint a jósvafői antiklinális D-i szárnyában a fehér és világosszürke mészkövek zöme a beléje települt világosszürke dolomitlencsékkel egyetemben a ladini emeletbe helyezhető (10—149). Az eddig rendelkezésemre álló adatok alapján ugyanezt mondhatom az antiklinális É-i szárnyának mészköveiről és dolomitjairól is. A ladini emeleten kívül Schréter az anisusi

emelet középső szinttáját is kimutatta a déli szárny világos mészköveiben (10—148). Az északi szárny most tanulmányozott részében ez eddig még nem sikerült. Itteni tájékozódásunkat az is nehezíti, hogy Jósvalfő É-i szomszédságában hiányzik a világos mészkövek közvetlen fekvőjét alkotó guttensteini képződmény, s a szemcsés dolomitokat magukba záró mészkövek a campili rétegekkel érintkeznek. A jelenség oka bizonyára tektonikai; feltehető, hogy a guttensteini rétegekkel együtt az anisusi világos mészkövek is *kihengerlődtek*. A világos mészkövek és dolomitok sötétebb változataikkal együtt tehát javarészt a ladini emelet képviselői. A világos mészkő azonban kétségtelenül felnyúlik a nóri emeletbe is (1—163), és talán némi joggal tehetjük fel, hogy helyettesítői — a dolomitok és szürke mészkövek — is átlépi helyenként a felső triász alsó határát.

Szádvárborsa községtől Ny-ra a fehér felső triász mészkövek közt vörös színű, jól rétegezett, helyenként tuzkóves mészkövek fordulnak elő. E „márvány“-szerű mészköveket Z. Roth írta le elsőnek (9). Azt állította róluk, hogy gyöngé diszkordanciával, transzgressziós breccsa közvetítésével települnek az idősebb képződményekre, s analógiák alapján ítélve, már a júra alsó részébe tartoznak. Z. Roth eme nézeteit már doktori értekezésemben elutasítottam. Megfigyeléseim szerint u. i. a vörös mészkövek fokozatos átmenetekkel fejlődnek ki a környező világos mészkövekből s így — meghatározható kövületek híján is — egészen nyilvánvalónak tűnt, hogy még a felső triászba helyezhetők. Az idén aztán a katonai térkép „Mittyeszke“ felírásának „s“ betűjétől kb. ½ cm-re É-ra néhány gyöngé megtartású brachiopodát gyűjtöttem a vörös „márvány“-ból; ezek némelyike a tavalyi felső triász lelőhelyek egyes példányaira emlékeztet. A kérdést véglegesen a Dét-hegy DK-i lejtőjén, a Szádvárborsa Ny-i kijárójától DNy-ra mintegy 250 lépésre talált lumasellás pad jómegtartású monotisai (valószínűleg a *M. salinaria* Bronn példányai) döntötték el: a vörös mészkő kétségtelenül nóri kori. Ezek után a Szádvárborsa DK-i szomszédságában is előforduló márványokat mindenütt igyekeztem környezettüktől térképileg is elkülöníteni. Sikerült megállapítanom, hogy a vörös mészkőcsoport közepe táján fehér mészkőközbetelepülés van. Ez a Dont- (helyesen Dét-) hegytől DDNy-ra levő 521 m-es magassági pont környékén kicsiny foltta zsugorodik össze, sőt K felé teljesen eltűnik. Helyén vörös és fehér mészkőszemekből álló breccsa található, mely nyilván a fehér közbetelepülés helyi jellegű felmorzsolódásáról tanuskodik. Valószínűleg ezt a tektonikai breccsát gon-

dolta Z. Roth transzgressziós képződménynek s minden további következtetése erre a helytelen megfigyelésre támaszkodik.

A monotisos vörös „márvány“-ok, valamint a disszertációmban (1—163.) leírt halorellás világos mészkövek képe kőzettani sajátágaiban, valamint őslénytanilag is az Északi Mészkőalpok hallstatti mészköveire emlékeztet. A rétegsor aljának guttensteini képződményei is északalpesi fáciesűek, s később talán a középső triász közbeeső nagy, egységes és egyelőre tagolhatatlan mészkő- és dolomit-tömegeit is az Északi Alpok valamely hasonló kifejlődésű képződménycsoportjával párhuzamosíthatjuk.

Hegyszerkezeti viszonyok.

Az idősebb triász képződmények felbukkanása a Jósva völgyében szerkezetileg egy nagyszabású redő magjának felel meg (10—151., 6—297.). Az egykorú rétegek kibúvásának sávjai Ny felé a völgytalphoz viszonyítva mind alacsonyabb szinten jelennek meg és egyre közelebb kerülnek egymáshoz, középen pedig mind fiatalabb képződmények kerülnek felszínre. Jósvafő Ny-i szomszédságában aztán a mélyebb triász képződménysávok mintegy kicékelődnek s azon túl az egyforma külsejű, rétegzetlen, világos mészkövek területén már csak sejteni lehet a redő folytatását. A Ny felé lejtő redőtengely tehát a jósvafői Magoshegy környékén mélyen alámerül, s — amennyire a guttensteini képződmény itteni kibúvásából következtetni lehet rá — csak Hosszúszó mellett jut ismét a felszín közelébe.

Az antiklinális É-i szárnyának nagyjából É-i dőlésű rétegsora a felső triászsal lezárul. A szádvárborsai Dét-hegy nori mészkövei É felé már egy másik szerkezeti egység rétegsorának seisi homokköveivel érintkeznek. Az érintkezés természetesen hegyszerkezeti jellegű. A települési viszonyokból következtetve, ez a — pelsőcardó—szádvárborsai — egység pikkelyszerűen rátolódott a jósvafői antiklinális É-i szárnyának képződményeire (1—167.).

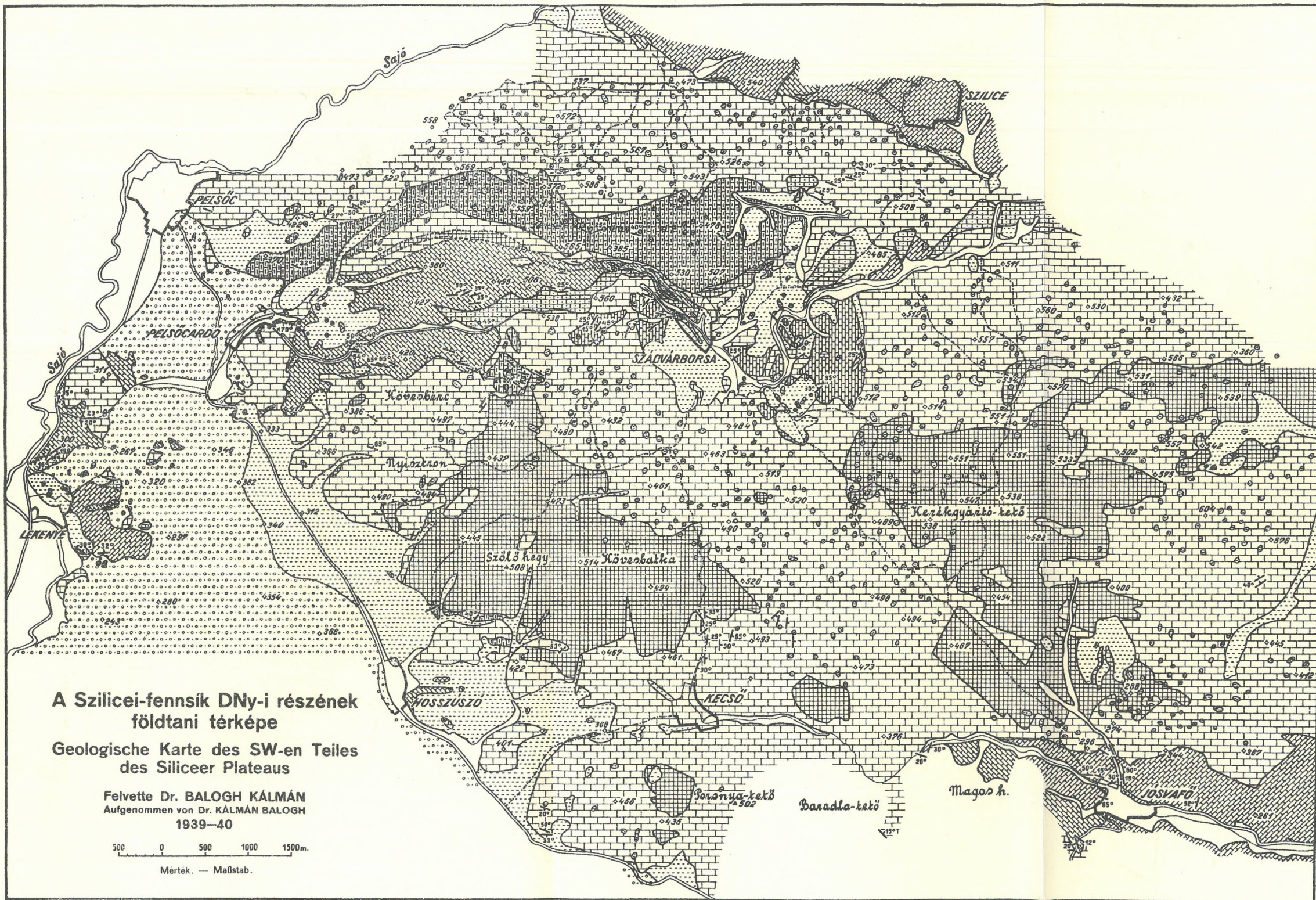
A harmadik szerkezeti egység Szilice környékének campili és guttensteini képződményeivel kezdődik. Ezek az Ardóhegynek a pelsőcardó—szádvárborsai pikkely rétegsorát záró ladini-felső triász mészköveivel érintkeznek: a két egység egymáshoz való viszonya épp olyan, mint előbb.

E földtani egységek szerkezete részleteiben természetesen bonyolult. Kisebb rátolódások egészen gyakoriak a nagyobb egysége-

ken belül. Így pl. nemcsak az alsó triász rétegeknek a Lédnice-bérc alján, a Haragistya-kút vagy a Kismalomhegy környékén jóval fiatalabb képződmények közé zárt előfordulásai magyarázhatók pikkelyeződéssel, hanem azok a rétegtani hézagok is, amelyek a szádvárborsai pikkely területén és Jósmafő környékén az antiklinális E-i szárnyában mutatkoznak. Nagy a horizontális elmozdulások jelentősége is. Szádvárborsánál pl. a Dét-hegy felső triász röge csaknem egy km-nyire tolódott előre a Malomhegy tömegéhez képest. Bizonyára az elöretolódó rög nyomása idézte elő a vele érintkező szádvárborsai pikkely werfeni és guttensteini rétegeinek eredeti csapásukból való kitérülését és helyenkénti elfenődését (1).

Irodalom.

1. Balogh K.: Adatok Pelsőcardó környékének földtani ismeretéhez. Tisia Debrecen. 1940. 4. k. 151. o.
2. Böckh H.: Néhány adat a szilicezi mészplateau geológiájához. A m. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1907-ről, 41. o.
3. Foetterle, F.: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. Verhandl. d. k. k. Geol. R-A., 1868. Wien. 276. o.
4. — Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. Verhandl. d. k. k. Geol. R-A. 1869, Wien. 147. o.
5. Fux V. Közöttani vizsgálatok Jósmafő környékén. Tisia, Debrecen. 1941. 5. k. 18. o.
6. Jaskó S.: A Jósfa patak felső völgyének geológiai leírása. Földt. Közl. LXV. k. 1935. 291. o.
7. Maderspach, L.: A Pelsőcz-Ardói czink- és gálma-fekhelyek. Földt. Közl. VII. k. 1877. 121. o.
8. Pia, J. v.: A Szilicezi-iennsíki anisusi mészköveinek Dasycladacea-algái. Tisia Debrecen. IV. k. 1940. 11. o. Debrecen.
9. Roth, Z.: Géologie des environs de Silica près Roznava. Bull. internat. de l'Académie des Sciences de Bohême. 1939.
10. Schréter Z.: Aggtelek környékének földtani viszonyai. A m. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, 145. o.



A Szilicei-fennsík DNy-i részének földtani térképe

Geologische Karte des SW-en Teiles des Siliceer Plateaus

Felvette Dr. BALOGH KÁLMÁN
Aufgenommen von Dr. KÁLMÁN BALOGH
1939-40

500 0 500 1000 1500m.
Mérték. — Maßstab.

- 1. Alluvium
Alluvium
- 2. Vörös agyag
Rother Lehm
- 3. Pliocén (?) kavics
Pliozän (?) Schotter
- 4. Felső triász vörös mészkő
Roter Kalkstein. Oberer Trias
- 5. Ladini szürke mészkő, helyenként szarukövel
Grauer Kalkstein, stellenweise mit Hornstein. Ladinisch
- 6. Középső és felső triász világos mészkő
Hellgrauer Kalkstein. Mittlerer und oberer Trias
- 7. Középső triász cukros szövetű dolomit
Dolomit mit zuckerkörniger Struktur. Mittlerer Trias
- 8. Guttensteini mészkő
Guttensteiner Kalkstein
- 9. Campili mészkő
Campiler Kalkstein
- 10. Seisi homokkő
Seiser Sandstein
- 11. Dőlés
Einfallen
- 12. Csapás
Streichen
- 13. Vetősik
Verwerfung
- 14. Horizontális eltolódás
Horizontale Verschiebung

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DES SÜDWESTLICHEN TEILES DES IM WEITEREN SINNE GENOMMENEN SZILICEER PLATEAUS.

(Bericht über die im Jahre 1940 durchgeführte geologische Aufnahme.)

(Mit 1 geol. Kartenskizze.)

Von: dr. K á l m á n B a l o g h.

Mir wurde durch den Erlaß der Direktion der Ungar. Geologischen Anstalt Gelegenheit geboten, im Sommer 1940 im südlichen Teil des Sziliceer Plateaus die im vergangenen Jahre begonnenen geologischen Detailaufnahmen fortzusetzen. Ich habe die ersten Ergebnisse meiner Arbeit in meiner Inauguraldissertation (1) zusammengefasst, im Folgenden möchte ich über meine neueren Beobachtungen berichten.

Das Zentrum meines Arbeitsgebietes war anfangs die Umgebung der Gemeinde Szádvárborsa, später setzte ich meine Untersuchungen eher nach Süden zu in der Richtung des Jósva-Tales fort. Auf diese Weise gelang es mir, eine Verbindung mit den Aufnahmen von Z. S c h r é t e r (1928) und S. J a s k ó (1935) im Jósva-Tal (10, 6) bzw. mit den Aufnahmen des tschechischen Geologen Z. R o t h (1938) im Gebiet von Szilice (9) herzustellen. Ich arbeitete grösstenteils in Gebieten, von welchen, abgesehen von den veralteten Karten von F o e t t e r l e und M a d e r s p a c h (3, 4, 7) noch keine geologischen Karten vorhanden waren. Unsere Anstalt hatte zwar schon 1907 geplant, die Lücken in diesen Karten ausfüllen zu lassen, jedoch ging die Originalkarte von H. B ö c k h, der die Reambulationen ausführte, verloren, so dass von seinen wertvollen Beobachtungen nur ein knapper Bericht erhalten geblieben ist (2). Nach 1920 war die Aufmerksamkeit der tschechischen Geologen vollständig auf die äusseren Zonen der Karpaten gelenkt und sie schenk-

ten dem „inneren Gürtel“ nur wenige Beachtung (9). Unsere Versuche erstreckten sich nur bis die Grenzen von Trianon (10, 6). Infolge der Verschiebung unserer Landesgrenze ist uns dieses Gebiet wieder zugänglich geworden, so dass die vor langen Zeit unterbrochenen Arbeiten wieder aufgenommen werden konnten.

Das von mir in meinem Bericht behandelte Gebiet (siehe die Militärkarten 4565/3 und 4665/1 im Masstabe 1:25.000) wird im Norden von der zwischen dem Gombaszöger Talkopf und Szilice gelegenen Landstrasse, ferner vom südlichen Rande des Ménes-Tales, im Osten vom Rande der Karte begrenzt. Südlich wird das Gebiet vom Jósva- und Kecser-Tal, von dem Abschnitt der Trianoner Landesgrenze, der sich über die Poronya-tető entlangzieht, und von der Landstrasse Aggtelek—Hosszúsó begrenzt; im Westen wird von der Zick-Zack Linie, die die Gemeinde Hosszúsó über die Nyisztron- und Kövesbérc, den Ravony, Dét-hegy, die Gemeinde Szádvárborsa (Borzova), über den Ösztönhegy und Vöröskő-tető mit dem Gombaszöger Serpentin verbindet, umschlossen. Ich habe jedoch auf der beigegebenen geologischen Karte, um die Übersicht zu erleichtern, — mit wenigen Abänderungen — auch die Kartierungen des vergangenen Jahres eingezeichnet.

Stratigraphische Verhältnisse.

Das Aufnahmegebiet wird, abgesehen von den in den Vertiefungen angehäuften roten Lehmen und den alluvialen Auffüllungen der Bäche, ausschliesslich von Triasbildungen bedeckt. Am leichtesten sind die sogenannten „Werfener Schichten“ der unteren Trias erkennbar; diese sind unsere Leitfäden für sämtliche stratigraphischen und tektonischen Schlüsse. Von Jósmafő nach Szilice, also von Süden nach Norden, queren wir drei Streifen dieser Schichten und ebensooft wiederholen sich auch die mit nördlichen Einfallen auf sie folgenden mittleren und teilweise oberen triadischen Gebilde. Wir werden später sehen, dass diese drei Schichtreihen drei tektonischen Haupteinheiten entsprechen: 1.) Antiklinale von Jósva-Tal, 2.) Pel-sőcardó—Szádvárborsaer Schuppe und 3.) Sziliceer Schuppe. Obwohl kein wesentlicher Faziesunterschied zwischen den gleichaltrigen Gebilden der drei Schichtreihen besteht, erscheint es doch zweckmässig, sie zwecks Unterstreichung kleinerer Unterschiede auseinander zu halten.

I. Untere Trias.

Die Bildungen der unteren Trias gelangen im meinem Gebiete in drei Streifen an die Oberfläche: 1. an der südlichen Seite der Landstrasse von Gombaszög—Szilice, 2. von der Umgebung der Korotnoker Mühle über Ardócska-puszta in der Richtung des Tal-kopfes des Ménes-Tals, 3. im Jósva-Tal.

1. *Der rote Sandstein der Seiser Stufe* (2—46, 1—184) kommt im mittleren Zuge vor und zwar — in Form einiger vereinzelter Flecken — in der Fortsetzung des Sandstreifens von Meleg-oldal—Szádvarborsa, der 1939 kartiert wurde. Ferner finden wir ihn auf der südöstlichen Seite des Ösztönhegy, im sich nordöstlich von der einstigen Korotnoker Mühle hinziehenden Gebiete, weiter in der Umgebung der Ardócska-puszta, sowie auf dem östlich von der Kote 484 gelegenen dreieckigen Fleck. Er ist nirgends gut aufgeschlossen und sein Ausbiss wird nur durch seinen dicht angehäuften Schutt wahrgenommen. Zwischen dem roten Sandstein und den mit ihm in Berührung stehenden, meistens bedeutend jüngeren Bildungen ist die stratigraphische Lücke häufig sehr beträchtlich. Vom stratigraphischen Standpunkt sind die folgenden Vorkommen noch recht beachtenswert: auf der südöstlichen Seite der 503 m hohen Lednice-bérc zwischen graue ladinische Kalksteine eingekellt, sowie auch auf der südlichen Hügelseite, die sich in der östlichen Nachbarschaft von Mellyeszke (455 m) — das südöstlich von Szádvarborsa liegt — befindet.

2. *Die grauen, weisse Kalzitadern führenden Campiler Plattenkalke* kommen in einigen Flecken auch im mittleren Zug der unter-triadischen Bildungen vor. (Neben der Korotnoker Mühle südöstlich von Kote 465, ferner östlich vom gleichen Punkte, sowie auch neben der Quelle der Ardócska-puszta.) Jedoch sind sie hauptsächlich in den Gebieten verbreitet, die sich südlich von der Gombaszög—Sziliceer Landstrasse und im Jósva-Tal befinden. Ihre gefalteten Schichten sind an den folgenden Stellen in besonders schönem Aufschluss wahrnehmbar: auf dem Hauptplatz und in den Strassen von Szilice, beim nördlichen Ausgang von Jósvalő, im südlichen Teile des 286 m hohen Hügels und längs des Weges, der sich an der westlichen Seite des Hegy-tető entlangzieht. An der südlichen Seite des nördlichen Zuges treten sie längs einer scharfgezogenen tektonischen Linie mit Vermittlung von schmalen Gutten-

steiner Kalksteinflecken oder ohnedies, mit weissem, wahrscheinlich ladinischen Kalkstein in Berührung. In der Umgebung von Jósvalfö (10—151, 6—297) sind sie in eine Antiklinale gefaltet. Die Campiler Kalksteine von Jósvalfö ähneln äusserlich sehr den Guttensteiner Kalksteinen der unteren anisischen Stufe und man kann sie von diesen eher lediglich auf Grund negativer Charakterzüge trennen. So fehlen zum Beispiel aus den Campiler Gebilden die Dolomitzwischenlagerungen, die für die Guttensteiner Bildungen des Sziliceer Plateaus so charakteristisch sind. Hingegen schliessen sich an ihren unteren Teil stellenweise Rauchwacken (nach Jaskó handelt es sich hier möglicherweise um neogene Quellenkalke, siehe 6—296) und gelblichbraune Tonschiefer an. Die Campiler Kalke sind nicht geschichtet oder bänkig, sondern eher plattig und bedeutend stärker gefaltet, als die Guttensteiner Kalke. Der Campiler Schichtkomplex, der sich an der nördlichen Seite des Kecser- und Jósvalfö-Tales entlangzieht, ist in meinem Aufnahmegebiete so einheitlich, dass es mir nicht möglich war, hier einen Guttensteiner Gebildestreifen abzusondern, wie dies von J a s k ó (6) und V. F u x (5—22) versucht wurde. Wenn hier dennoch irgend eine Guttensteiner Bildung vorhanden wäre, so könnte sie hier nur die tiefsten Schichten des Horizontes, die von den Campiler Schichten praktisch noch nicht zu unterscheiden sind, vertreten. Anders wäre das völlige Fehlen der Guttensteiner Dolomite aus der nördlichen Umgebung von Jósvalfö, die beim Höhleneingang, ungefähr $\frac{1}{2}$ km in Luftlinien-Entfernung von der Gemeinde einen guten Aufschluss besitzen, kaum erklärlich. Zwischen den grauen Plattenkalcken der nördlichen Seite des Kecser- und Jósvalfö-Tales und den mit ihnen in Berührung stehenden hellgrauen Kalksteinen besteht also eine stratigraphische Lücke. Längs der beiden Gebilde habe ich ungefähr 250 m WSWlich von der Hegy-tető tektonische Brekzie gefunden. Am Ostrande meiner Karte, östlich von der Kote 324, lagern die hellen Kalksteine unmittelbar auf den Tonschiefern, die dem unteren Teil der Campiler Schichtgruppe gehören: folglich ist hier die stratigraphische Lücke noch bedeutender, als an anderen Stellen.

Campiler Bildungen sind ausserdem an zwei isolierten Stellen im mittleren Teile meines Aufnahmegebietes zwischen obertriadische Gebilde eingeschlossen zu finden, und zwar östlich von dem 458 m hohen Dubicz-Hügel (richtiger Kismalomhegy) der Karte, sowie in der nördlichen und südlichen Umgebung des Haragistya-Brunnens.

II. Mittlere und obere Trias.

3. *Guttensteiner Kalkstein und Dolomit.* (*Untere anisische Stufe.*) Auf den Campiler Gebilden lagern in einem normalen Profil gut geschichtete, graue, dunkelgraue, feinkörnige, weisse Kalzitadern führende Kalksteine und graue, dichte, eckig brechende Dolomite. Die Schichten dieser beiden Gesteine wechseln miteinander ab. Es ist ihnen gemeinsam, dass sie beim Zerschlagen einen starken Bitumengeruch geben. Diese charakteristische, in allen drei tektonischen Einheiten gleichartig ausgebildete Schichtgruppe kann man auf Grund ihrer Lage in der Schichtserie, trotzdem sie ausserordentlich fossilarm ist, mit Sicherheit in den unteren Teil der anisischen Stufe einordnen (10—147, 6—295, 1—186). Gemäss ihrer Ausbildung ist sie noch am ehesten mit den Guttensteiner Kalken und Dolomiten der nördlichen Kalkalpen, die eine ähnliche stratigraphische Lage aufweisen, zu vergleichen. (Vergl.: 9.)

Guttensteiner Gebilde habe ich in diesem Jahre an den folgenden Stellen kartiert: neben der Gombaszög—Sziliceer Landstrasse, in der Umgebung des 534 m hohen Hügels, ferner — in schmalen, immer wieder unterbrochen auftretenden Flecken — am nördlichen Rande des Ardó-hegy, weiter bei dem Jósvalőer Höhleneingang, beim Beginn der Jósvalő—Aggteleker Strasse, an der nördlichen Seite des Magos-hegy, sowie in der östlichen Umgebung der Gemeinde Hosszúszó.

4. *Der obere Teil der mittleren Trias. Obere Trias.* Im Hangenden der Guttensteiner Schichten befinden sich im Gebiete der Szád-várborsaer und Jósvalőer Einheit, die in diesem Jahre eingehend durchforscht wurde, mächtige Riffbildungen. Hier ist stratigraphische Orientierung schon bedeutend schwerer als bei den tieferen Teilen der Trias. In den grösstenteils ungeschichteten hellen Kalksteinen und Dolomiten finden wir keinerlei weit verfolgbare fossilreiche Bänke. Versteinerungen können nur in einzelnen isolierten Nestern gesammelt werden. So können wir zwar feststellen, in welche triadische Stufe oder in welchen Horizont diese oder jene *Fundstelle* gehört, jedoch können wir unsere Feststellungen bei den genauen Absonderungen der einzelnen Horizonte infolge der häufig ähnlichen Entwicklung der verschiedenartigen Bildungen nicht entsprechend verwerten. An anderen Stellen besteht gerade zwischen den gleichaltrigen Bildungen ein Faziesunterschied. Der klare Blick wird auch durch Lagerungsanomalien gestört. So treten die zwei-

fellos jüngeren, hellen Kalksteine häufig unmittelbar mit Seiser oder Campiler Schichten in Berührung. Die untertriadischen Schichtreihen der drei tektonischen Haupteinheiten — die Guttensteiner Gebilde auch inbegriffen — weisen eine so grosse Ähnlichkeit auf, dass man ihre Seiser, Campiler und unteranisischen Bildungen leicht identifizieren kann. In der Zusammensetzung der höheren Teile der Schichtserien sind jedoch bereits unter den Haupteinheiten Unterschiede zu bemerken. Ich will damit nicht sagen, dass diese Schichtreihen völlig verschiedene Ausbildungen zeigen, da doch jede Fazies der Szádvárborsaer Schuppe ihre Parallele im Gebiet von Jósvalföer Antiklinale hat. Ich möchte eher lediglich hervorheben, dass die stratigraphische Lage und Bedeutung einzelner Fazies, sowie auch die Art ihrer Verbreitung im Gebiete der beiden geologischen Einheiten verschieden ist. Dies ist, so nehme ich an, eine genügende Begründung dafür, dass ich den oberhalb der Guttensteiner Schichtgruppe befindlichen Teil der Schichtreihen der beiden Einheiten von einander abge sondert behandle.

A) *Die Szádvárborsaer Einheit.* Im westlichen Teile dieses Gebietes lagern — wie ich bereits in meiner Inauguraldissertation erwähnte (1—187) — auf den Guttensteiner Kalken und Dolomiten helle Kalke, die eine mittlere anisische Algenflora (8) und körnige Dolomiteinschaltungen enthalten. Nach Norden werden sie durch meistens deutlich geschichtete graue Kalke abgelöst. Auf der Basis des grauen Kalkes finden wir zahlreiche Hornsteinknollen, nach oben zu fehlt der Hornstein, der Kalkstein wird immer heller und geht in den hellen, häufig völlig weissen, algenführenden Kalkstein des Bikk über. Die grauen Kalke gehören aller Wahrscheinlichkeit nach in die ladinische Stufe, die darüber lagernden hellen Kalke vertreten vielleicht schon auch die obere Trias.

Von Pelsőcardó bis zum Szádvárborsaer Ösztönhegy und bis zur Umgebung von Vöröskő, in Form eines 5—6 km langen, grösstenteils W—O streichenden Streifens, als Leithorizont keilen sich die ladinischen Kalke zwischen die hellgefärbten Riffbildungen ein. Infolge der abweichenden lithologischen Eigenschaften wird hier die detailliertere Einteilung und Kartierung der mittleren und teilweise obertriadischen Bildungen trotz ihrer Fossilarmut ermöglicht. Ich muss auch noch die Bedeutung der Dolomite mit körniger Struktur hervorheben. Dieses Gestein kommt zwar nur in Form von kleineren und grösseren Linsen vor, doch findet man es ausschliesslich im unteren Teile der hellen Kalke der tiefer gelegenen Hori-

zonte. Wo also Dolomit mit körniger Struktur zu finden ist, können wir auch im Falle des Fehlens von Fossilien mit einiger Bestimmtheit feststellen, dass wir Bildungen der anisischen Stufe vor uns haben.

All dies gilt jedoch nur für den westlichen Teil der Szádvársorsauer Einheit. Auf dem Szádvársorsauer Ösztönhegy fehlt bereits der körnige Dolomit, ferner fällt aus der Schichtreihe auch der Hornsteinkalk heraus und an seine Stelle tritt heller Kalkstein. Der obere Horizont des grauen Kalkes setzt sich in der Richtung der Ardócska-puszta ebenfalls nur in Form einer nach Osten immer schmaler werdenden Zwischenlagerung fort. Der im Westen deutlich ausgebildete „Leithorizont“ verschwindet also im Osten, die seine Fortsetzung anzeigende, graue Kalkzwischenlagerung ist schon verschwommen und schwer verfolgbar. Ich habe sie daher auf der beigegebenen Karte nicht eingezeichnet. Wenn sie auch die Schichtreihe in zwei Teile teilt, so sind die darunter befindlichen hellen Kalksteine gewiss nicht die Äquivalente der im Liegenden der Hornsteinkalke befindlichen anisischen Kalksteine, sondern sie ersetzen selbst den Hornsteinkalk: sie sind also wahrscheinlich ladinischen Alters. Es ist im übrigen schwer, die Lage der letzteren beurteilen, da die hellen Kalke des niedrigeren Horizontes östlich vom Ösztönhegy direkt mit den Seiser und Campiler Bildungen in Berührung stehen, während die Guttensteiner Gruppe und die körnigen Dolomite entfallen.

Aus der Reihe der im Westen in zonenartigen Streifen angeordneten Gebilde der Szádvársorsauer Schuppe fällt also ein Glied im Osten aus, und die Bildungen der eine ähnliche Fazies aufweisenden Horizonte verschmelzen zu einer einheitlichen Masse. Diese Veränderung soll jedenfalls der Sedimentation und der Fazies zugeschrieben werden. Dem gegenüber steht der Ausfall der hellen dolomitischen Kalke und der Guttensteiner Schichten, sowie die Zerstückelung des Zuges der untertriadischen Bildungen wahrscheinlich in Verbindung mit der Entwicklung der Tektonik.

B) Die Antiklinale von Jósvalfő. Die Schichtreihe dieser Antiklinale, die sich oberhalb der Guttensteiner Schichten befindet, besteht grösstenteils aus hellen Kalksteinen und körnigen Dolomiten.

Die hellen Kalksteine enthalten sehr verschiedene triadische Horizonte. Schréter hat hier die Zonen der *Rhynchonella decurtata* und der *Daonella Lommelli* nachgewiesen (10). Der gleiche Autor hat darauf hingewiesen, dass der helle, diploporenführende

Kalkstein der Poronya-tető, der stellenweise auch dunklere Zwischenlagerungen enthält, in die ladinische Stufe gehört (10—149). Auf der Poronya-tető habe ich auch in der Nähe des Triangulationspunktes Kalkalgen gesammelt und diese, gemeinsam mit den Sammlungen von Schréter — mit seiner freundlichen Erlaubnis — dem Kalkalgenspezialisten Wiener Professor, J. v. Pia eingesandt. An dieser Stelle möchte ich Herrn Professor v. Pia meinen besonderen Dank aussprechen, dass er sich trotz seiner grossen Inanspruchnahme mit meiner Sammlung befasst hat. Schréter's Ansicht (10—149), dass auf der Poronya-tető wahrlich eines der ladinischen Leitfossilien, die *Diplopora annulata* Schafh., vorkommt, wurde von ihm bestärkt. Aus dem mit hellen Kalken abwechselnden gräulichen Kalksteinen der Umgebung von Domica erwähnten zum erstenmal tschechische Geologen die für das Ladinien charakteristische Schnecke *Trachynerita quadrata* (9.). Auf der nördlichen Seite der Gyöngyibolya-tető habe ich selbst schlecht erhaltene Schneckenquerschnitte gesammelt. Ferner ist es mir gelungen, aus den grauen Zwischenlagerungen heller Kalksteine 700 m weit nach NO von der Kote 445, die in südlicher Nachbarschaft der Nagyoldal-dülő liegt, am Waldrande, auch eine ladinische Kalkalge, *Teutlopora herculea* Stopp. zu sammeln. (Die Bestimmung verdanke ich ebenfalls Herrn Professor J. v. Pia.) Obertriasische Brachiopodenfaunen habe ich aus den hellen Kalksteinen der Umgebung von Szádvárborsa in meiner Inauguraldissertation angeführt (1—190).

Folglich kann die helle Kalksteinfazies vom mittleren Teil der anisischen Stufe bis zur norischen Stufe der oberen Trias hinaufreichen, und da Fossilien nur an vereinzelt Stellen gesammelt werden können, ist es grösstenteils unmöglich, die unteren Horizonte von den oberen auf der geologischen Karte zu trennen. Wir können auch nur vermuten, dass wir an den Stellen, wo wir dicht auf dunklere Zwischenlagerungen stossen, oder wo in kleinen Flecken dunkle Kalke auftauchen, die manchmal noch Hornstein enthalten und an die grauen Kalke der Pelsőcardó—Szádvárborsaer Schuppe erinnern, ladinische Gebilde vor uns haben. (Es ist ja bekannt, dass die Kalksteine ganz unabhängig von ihrem Alter, dunkler werden, wenn sie dichtere Fossilien Spuren enthalten.) Im nördlichen Flügel der Jósvalföer Antiklinale finden wir keinen guten „Leithorizont“. Die körnigen Dolomite, die hier in zwei grossen und mehreren kleinen Flecken auftreten und mit den hellen Kalksteinen regellos

ineinander übergehende Massen und Linsen bilden, erleichtern die stratigraphische Orientierung keineswegs. Diese Dolomite sind mit ihren Verzahnungen, die sich fingerartig zwischen die hellen Kalke einkeilen, sind mit ihren hellen Kalksteininseln ganz gewiss nur Varianten der Kalksteine. Sie ersetzen nicht nur die helle Kalksteinfazies, sondern teilweise auch die dunkleren Kalke. In diesem Fall verändert sich ihre helle Farbe in grau und dunkelgrau, und beim Zerschlagen geben sie einen Bitumengeruch. Solche dunklen, körnigen Dolomite kommen im westlichen Teil der Dolomitmassen von Szólóhegy—Kövesbatka vor und zwar in einem Streifen, der sich von der Umgebung des Borzút-Tales bis nach Ravony ausbreitet. Ihr Liegendes und ihr Hangendes besteht aus grauem, hornsteinführenden — ladinischen? — Kalkstein mit bituminösem Geruch.

Nach Schréters Ansicht kann man den grössten Teil der weissen und hellgrauen Kalksteine, die sich im südlichen Flügel der Jósvalföer Antiklinale befinden, gemeinsam mit den eingelagerten, hellgrauen Dolomitlinsen in die ladinische Stufe einordnen (10—149). Auf Grund der mir jetzt zur Verfügung stehenden Daten, kann ich das Gleiche von den Kalken und Dolomiten des Nordflügels der Antiklinale behaupten. Ausser der ladinischen Stufe hat Schréter den mittleren Horizont der anisischen Stufe in den hellen Kalken des südlichen Flügels ebenfalls nachgewiesen (10—148). In jenem Teil des nördlichen Flügels, der jetzt erforscht wurde, ist dieser Nachweis noch nicht gelungen. Hier wird die Orientierung auch dadurch erschwert, dass in der nördlichen Umgebung von Jósvalfö die Guttensteiner Bildung, die das unmittelbare Liegende der hellen Kalke bildet, fehlt, und die die körnigen Dolomite einschliessenden Kalke stehen mit den Campiler Schichten in Berührung. Diese Erscheinung hat wahrscheinlich tektonische Ursachen. Man kann annehmen, dass die hellen anisischen Kalksteine gemeinsam mit den Guttensteiner Schichten ausgewalzt worden sind. Folglich sind die hellen Kalke und Dolomite zusammen mit ihren dunkleren Variationen grösstenteils die Repräsentanten der ladinischen Stufe. Jedoch reicht der helle Kalkstein ohne Zweifel auch in die norische Stufe hinauf (1—190), und wir dürfen mit einigem Recht voraussetzen, dass auch ihre Stellvertreter und zwar die Dolomite und die grauen Kalksteine stellenweise die untere Grenze der oberen Trias überschreiten.

Westlich der Gemeinde Szádvárborsa kommen zwischen den

weissen obertriadischen Kalksteinen rote, gut geschichtete, stellenweise Feuerstein führende Kalke vor. Diese „Marmor“-artigen Kalke wurden zuerst vom tschechischen Geologen Z. Roth beschrieben (9). Roth stellte die Behauptung auf, dass diese Kalke mit einer schwachen Diskordanz, durch Vermittlung einer Transgressionsbrekzie auf den älteren Bildungen lagern und — auf Grund von Analogien — bereits in den unteren Teil der Jura gehören sollten. Ich habe diese Ansicht von Roth bereits in meiner Inauguraldissertation zurückgewiesen. Nach meinen Beobachtungen entwickeln sich die roten Kalksteine allmählich aus den sie umgebenden hellen Kalken. Es ist daher, obwohl bestimmbare Fossilien fehlen, ganz offensichtlich, dass diese roten Kalke in die obere Trias gehören. Ich habe in diesem Jahre aus dem roten „Marmor“ einige schlecht erhaltene Brachiopoden gesammelt. (Siehe Militärkarte, $\frac{1}{2}$ cm nördlich vom Buchstaben „s“ der Bezeichnung „Mitytyeszke“.) Einige Exemplare erinnern an jene Stücke, die ich im Vorjahre an den obertriadischen Fundstellen sammeln konnte. Die Frage konnte schliesslich dadurch endgültig entschieden werden, dass ich auf dem südöstlichen Abhang des Dét-hegy, 250 Schritte vom westlichen Ausgang von Szádvárborsa nach SW entfernt, in einer Lumaschellen-Bank guterhaltene Monotiten — wahrscheinlich Exemplare der *M. salinaria* Bronn — gefunden habe. Der rote Kalkstein gehört also zweifellos der norischen Stufe. Demnach habe ich mich bemüht, jene Marmore, die sich in der südöstlichen Umgebung von Szádvárborsa befindet, überall von ihrer Umgebung auch auf der Karte zu trennen. Es ist mir gelungen festzustellen, dass sich etwa in der Mitte der roten Kalksteingruppe eine weisse Kalkeinlagerung befindet. Diese wird in der Umgebung der Kote 521, die SSW-lich vom Dont- (richtiger Dét-) hegy liegt, zu einem kleinen Fleck, ja, sie verschwindet nach Osten zu vollständig. An ihrer Stelle finden wir aus roten und weissen Kalkstücken bestehende Brekzien, die offenbar Zeugnis dafür ablegt, dass die weisse Zwischenlagerung eine örtliche Zerreibung erlitten hat. Diese tektonische Brekzie hielt wahrscheinlich Z. Roth für eine Transgressionsbildung und auf diese irrige Beobachtung stützte er seine weiteren Folgerungen.

Die Monotiten-führenden roten „Marmore“, sowie die Halorellen-führenden hellen Kalksteine, die ich in meiner Inauguraldissertation beschrieben habe (1—190), erinnern sowohl in Bezug auf ihre petrographischen Eigenschaften, als auch paläontologisch

an die Hallstätter Kalke der Nördlichen Kalkalpen. Auch die Guttensteiner Bildungen des Basis der Schichtreihe zeigen eine nordalpine Fazies, und wir können vielleicht später die zeitlich dazwischenfallenden, grossen, einheitlichen und vorläufig nicht gliederbaren mitteltriadischen Kalk- und Dolomitmassen mit irgendeiner ähnlich ausgebildeten Bildungsgruppe der Nordalpen parallelisieren.

Tektonische Verhältnisse.

Der Aufbiss der älteren Triasbildungen im Jósva-Tal entspricht tektonisch dem Kern einer grossangelegten Falte (10—151, 6—297). Die Streifen des Aufbisses der gleichaltrigen Schichten erscheinen nach Westen zu, im Vergleich zur Talsohle, auf einem immer niedrigeren Niveau und nähern sich einander in immer stärkerer Masse. Hingegen kommen in der Mitte immer jüngere Gebilde an die Oberfläche. Dann keilen sich die tieferen triadischen Bildungstreifen in der westlichen Umgebung von Jósvalfő sozusagen aus, und von da an kann man in den ungeschichteten, hellen Kalken, die äusserlich keine Unterschiede zeigen, die Fortsetzung der Antiklinale nur noch vermuten. Die nach Westen abfallende Faltenachse sinkt tief hinunter und soweit man aus den Aufbissen der hiesigen Guttensteiner Bildungen schliessen kann, gelangt sie erst neben Hosszúsó in die Nähe der Oberfläche.

Die grösstenteils nach Norden fallende Schichtreihe des nördlichen Flügels der Antiklinale schliesst mit der oberen Trias ab. Nach Norden zu treten die norischen Kalke des Szádvárborsaer Dét-hegy bereits mit den Seiser Sandsteinen der Schichtreihe einer anderen geologischen Einheit in Berührung. Natürlich handelt es sich hier um eine tektonische Berührung. Wie man aus den Lageverhältnissen schliessen kann, hat sich diese Pelsőcardó—Szádvárborsaer Einheit schuppenartig über die Bildungen des Nordflügels der Jósvalfőer Antiklinale geschoben (1).

Die dritte tektonische Einheit beginnt mit den Campiler und Guttensteiner Bildungen der Umgebung von Szilice. Diese treten mit den ladinisch-obertriadischen Kalken des Ardóhegy in Berührung, die die Schichtreihe der Pelsőcardó—Szádvárborsaer Schuppe sperren. Das Verhältnis der beiden Einheiten zueinander ist genau das Gleiche wie zuvor.

Die Struktur dieser geologischen Einheiten ist in Bezug auf ihre Einzelheiten natürlich kompliziert. Innerhalb der grösseren Einheiten sind kleinere Überschiebungen sehr häufig. Daher kann man

z. B. nicht nur die untertriadischen Vorkommen am Fusse der Lednice-tető oder in der Umgebung des Haragistya-Brunnens und des Kismalomhegy, die zwischen bedeutend jüngere Gebilde eingeschlossen sind, durch Schuppenbildung erklären, sondern auch die stratigraphischen Lücken, die sich im Gebiete der Szádvársorser Schuppe und in der Umgebung von Jósvalfő im Nordflügel der Antiklinale zeigen. Von grosser Bedeutung sind auch die horizontalen Verschiebungen. Z. B. hat sich bei Szádvársorser die obertriadische Scholle des Dét-hegy beinahe um 1 km im Vergleich zur Masse des Malomhegy vorwärts verschoben. Sicherlich hat der Druck der sich vorschleibenden Scholle das Ausweichen aus dem ursprünglichen Streichen und stellenweise Abreiben der mit ihr in Berührung stehenden Werfener und Guttensteiner Schichten der Szádvársorser Schuppe hervorgerufen (1—193.).

S c h r i f t t u m.

1. Balogh, K.: Daten zur geologischen Kenntnis der Umgebung von Pelsőcardó. Tisia, 4. Bd. Debrecen, 1940. p. 183. (Auszug des ungarischen Textes.)
2. Böckh, H.: Beiträge zur Geologie des Kalkplateaus von Szilicze. Jahresbericht der königl. ungar. Geologischen Anstalt für 1907. p. 45.
3. Foetterle, F.: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. Verhandl. d. k. k. Geol. R.-A., 1868. Wien. p. 276.
4. — Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. Verhandl. d. k. k. Geol. R.-A. 1869. Wien. p. 147.
5. Fux, V.: Petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Jósvalfő. Tisia, 5. Bd. Debrecen, 1941. p. 18. (Ungarisch, mit deutscher Zusammenfassung.)
6. Jaskó, S.: Die geologischen Verhältnisse des oberen Jósvatales. Földt. Közl. LXV. Bd. Budapest, 1935. p. 291. (Nur ungarisch, mit einem kurzen deutschen Auszug.)
7. Maderspach, L.: Die Zink- und Galmei-Lagerstätten von Pelsőcz-Ardó. Földt. Közl. VII. Bd. Budapest, 1877. p. 121. (Nur ungarisch.)
8. Pia, J. v.: Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisichen Kalken des Sziliczei-fennsík im Nordungarn. Tisia, 4. Bd. Debrecen, 1940.
9. Roth, Z.: Geologie des environs de Silica près Roznava. Bull. internat. de l'Academie des Sciences de Bohême. 1939.
10. Schréter, Z.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Aggtelek. Jahresbericht der königl. ungar. Geol. Anstalt für 1925—28. p. 145. — (Ungarisch, mit einem kurzen deutschen Auszug des ungarischen Textes.)

TARTALOMJEGYZÉK — INHALTSVERZEICHNIS

Oldal — Seite

Dr. Pávai-Vajna Ferenc: Jelentés az 1939. évi középső Ipolymenti geológiai felvételeimről	547
Dr. F. von Pávai-Vajna: <i>Bericht über die geologischen Aufnahmen längs des Mittellaufes der Ipoly</i>	579
Dr. Schréter Zoltán: Borsodnádasd és Arló környékének földtani viszonyai	617
Dr. Z. Schréter: <i>Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Borsodnádasd und Arló</i>	629
Dr. Jugovics Lajos: Somoskő—Fülek—Ajnácskő között települő bazaltelőfordulások	643
Dr. L. Jugovics: <i>Die Basalt-Vorkommen zwischen den Gemeinden Somoskő—Fülek—Ajnácskő</i>	669
Dr. Jugovics Lajos: Várgede és Korláti környékének bazalt- és bazalttufa-előfordulásai	693
Dr. L. Jugovics: <i>Die Basalt- und Basalttuff-Vorkommen der Umgebung von Várgede und Korláti</i>	717
Dr. Tomor János: Borsodnádasd, Arló, Bolyok és környékének földtani viszonyai	739
Dr. J. Tomor: <i>Die geologischen Verhältnisse von Borsodnádasd, Arló, Bolyok und Umgebung</i>	751
Dr. Tomor János: Ózd—Hangony—Domaháza—Zabar és környékének földtani viszonyai	765
Dr. J. Tomor: <i>Die geologischen Verhältnisse von Ózd—Hangony—Domaháza—Zabar und Umgebung</i>	777
Dr. Liffa Aurél: Geológiai jegyzetek Aranyosfürdő és környékéről	789
Dr. A. Liffa: <i>Geologische Notitzen über Aranyosfürdő und seine Umgebung</i>	795

Dr. Földvári Aladár: A Kassától északnyugatra lévő terület földtani viszonyai	801
Dr. A. Földvári: <i>Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Kassa</i>	821
Dr. Földvári Aladár: A kassai Vashegy és kassai Havas környékén 1940. évben végzett bányageológiai felvételek	843
Dr. A. Földvári: <i>Montangeologische Aufnahme des Vasberges von Kassa und der Kassaer Havas</i>	851
Dr. ifj. Noszky Jenő: Adatok Ájfalucska, Jászó és Debrőd környékének földtani felépítéséhez	861
Dr. E. Noszky jun.: <i>Beiträge zum geologischen Aufbau der Umgebung von Ájfalucska, Jászó und Debröd</i>	879
Dr. Teleki Géza: Jelentés a Jászó környékén 1940. év nyarán végzett felvételtől	899
Dr. G. Teleki: <i>Geologische Aufnahmen in der Umgegend von Jászó im Jahre 1940</i>	909
Dr. Balogh Kálmán: Adatok a tágabb értelemben vett Szilicei-fennsík DNY-i részének földtani ismeretéhez	917
Dr. K. Balogh: <i>Beiträge zur Geologie des südwestlichen Teiles des im weiteren Sinne genommenen Sziliceer Plateaus</i>	927

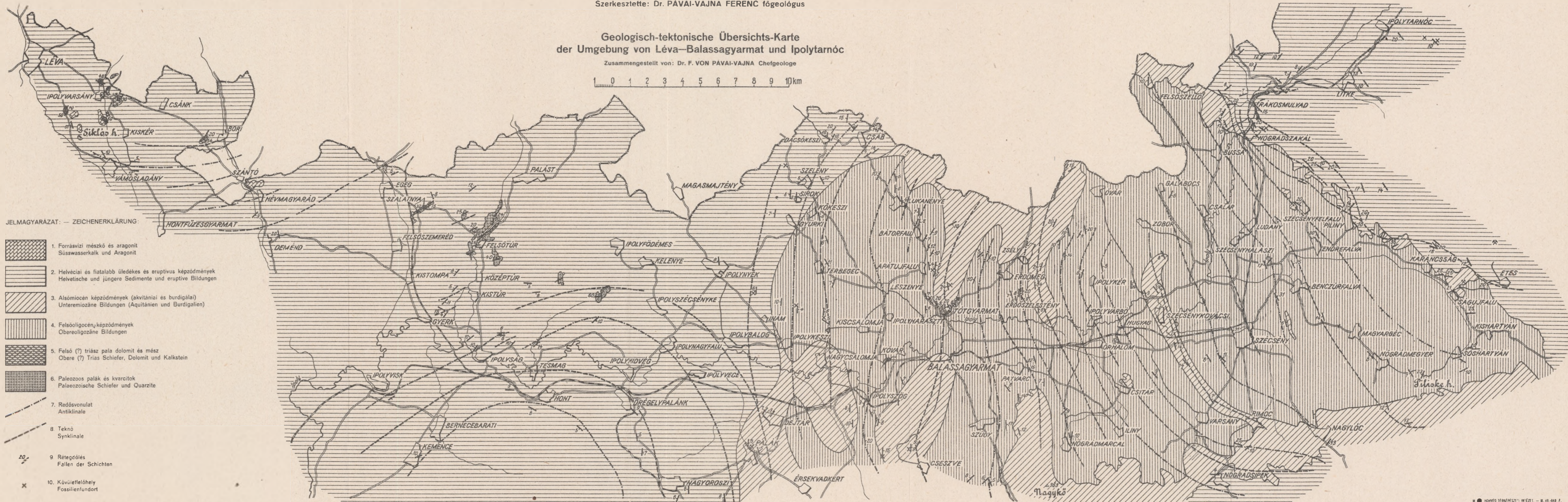
A Léva–Balassagyarmat–Ipolytarnóc környéki terület átnézetes geológiai és hegyszerkezeti térképe

Szerkesztette: Dr. PÁVAI-VAJNA FERENC főgeológus

Geologisch-tektonische Übersichts-Karte der Umgebung von Léva–Balassagyarmat und Ipolytarnóc

Zusammengestellt von: Dr. F. VON PÁVAI-VAJNA Chefgeologe

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km



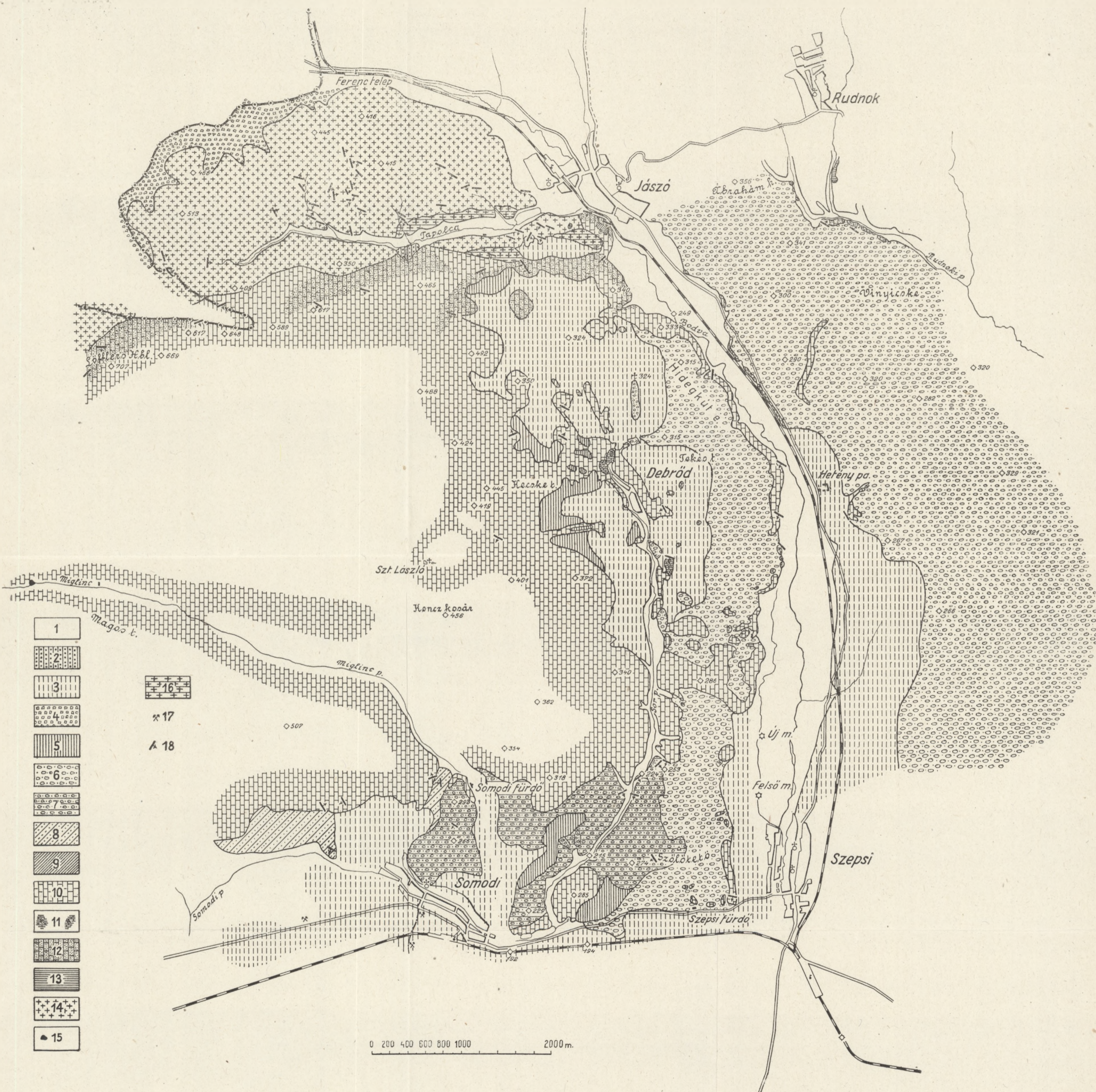
JELMAGYARAZAT: — ZEICHENERKLÄRUNG:

1. Forrásvízi mészkő és aragonit
Süßwasserkalk und Aragonit
2. Helvétiai és fiatalabb üledékes és eruptív képződmények
Helvetische und jüngere Sedimente und eruptive Bildungen
3. Alsómiocén képződmények (akvítániai és burdigáliak)
Untermiozäne Bildungen (Aquitänien und Burdigalien)
4. Felsőoligocén képződmények
Obereoligozäne Bildungen
5. Felső (?) triász pala dolomit és mész
Obere (?) Trias Schiefer, Dolomit und Kalkstein
6. Paleozoos palák és kvarcitok
Palaeozoische Schiefer und Quarzite
7. Redősvonalat
Antiklinale
8. Teknő
Synklinale
9. Rétegdőlés
Fallen der Schichten
10. Kőütlelőhely
Fossilienfundort

JÁSZÓ, DEBRŐD ÉS SOMODI KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE.
 GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON JÁSZÓ, DEBRŐD UND SOMODI.

Felvette: ifj. Noszky Jenő dr.
 Aufgenommen von: Dr. Jenő Noszky jr.

1939.



Szinkulcs és jelmagyarázat: — Farben und Zeichenerklärung:

- | | | |
|--|--|--|
| <p>1. Ártéri vagy mederkittöltés.
Inundationsablagerung.</p> <p>2. Mészufa.
Kalktuff.</p> <p>3. Kultortalaj.
Kulturboden.</p> <p>4. Lejtőtörmelék.
Gehängeschutt.</p> <p>5. Vörös agyag.
Roter Ton.</p> <p>6. Kavicsos-homokos rétegek. (Pannoniai.)
Kieselige, sandige Schichten. (Pannonisch.)</p> | <p>7. Mészókavics konglomerátum. (Pannoniai.)
Kalksteinschotter-Konglomerat (Pannonisch.)</p> <p>8. Kövületes sárga mészkő, tarka agyagok. (Pannoniai.)
Fossilführender gelber Kalkstein und Bunttone. (Pannonisch.)</p> <p>9. Fehéressárga mészkő. (Jura.)
Gelbweisser Kalkstein. (Jura)</p> <p>10. Világosszínű mészkövek. (Felső triász.)
Hellfarbige Kalksteine. (Oberer Trias.)</p> <p>11. Világosszürke mészkő. (Ladini.)
Hellgrauer Kalkstein. (Ladinische Stufe.)</p> <p>12. Sötétszínű mészkövek és meszes dolomitok. (Guttensteini rétegek.)
Dunkelfarbige Kalksteine und Kalkiger Dolomit. (Guttensteiner Stufe.)</p> | <p>13. Zöld-palás rétegek. (Werfeni rétegek?)
Grünschiefer. (Werfener Schichten?)</p> <p>14. Fillit.
Phyllit.</p> <p>15. Szerpentin és fedője
Serpentin und dessen Hangende.</p> <p>16. Porfiroid.
Porphyroid.</p> <p>17. Fúrások helye.
Bohrungen.</p> <p>18. Dőlés.
Einfallen.</p> |
|--|--|--|