

Az eruptívumok földtani helyzete Diosgyőr és Bükkszentkereszt között

PANTÓ GÁBOR

(III—IV. tábla. — II—III. melléklet)

Aligha van az országban eruptív terület, melyről több és részletesebb kőzettani irodalmunk lenne, mint a Bükk eruptívumairól (13—27). A temérdek aprólékos megfigyelés és számtalan, különféle nevű kőzetváltozat részletes leírása ellenére az eruptívumok földtani helyzetéről igen kevés bizonyosat tudunk. Geológus számára az eruptív terület a felépítést ábrázoló térkép és szelvény nélkül, a kőzettípusok pontos mikroszkópi definíciója ellenére is, éppen a képződmények rendkívüli sokfélesége miatt, bevehetetlen maradt.

A bükki eruptív területen megindult részletes kőzettani térképezésnek a célja a földtani felépítés megrajzolása volt. A munkát a Keleti-Bükk ú. n. porfiroid-vonulatai közül a legnagyobb, legdélebbivel kezdtem s eddig a Tatár-árok-tól a Szinva-völgyig jutottam el. A térképezés szempontjait érvényesítve, tudatosan kerültem az öncélú kőzettani széttagolást és makroszkóposan megkülönböztethető összefoglaló típusokat állítottam fel, melyek felszíni elterjedése általában kijelölhető volt. Általánosítás nélkül a típusoknak az a gazdag változatossága, amiről pl. SZENTPÉTERY leírása szerint (14—16, 19—23) a lillafüredi út- és vasútbevágások tanúskodnak, térképen nem ábrázolható.

Kiindulásnál ezért nem vehettem alapul SZENTPÉTERY típusait — melyek a Bagoly-hegy kvarcporfirjai kivételével (17, 24, 27) amúgy is a térképezett területen kívüli előfordulásokra vonatkoztak —, bár sok tekintetben hasonló és bizonyára azonos képződésű kőzetfajtákkal is volt dolgom. Nem követtem SZENTPÉTERY-t a kőzetfajták elnevezésében sem. Bár kétségtelen, hogy a diabáz nem jelent pontos kőzettani meghatározást, azonban a földtani helyzet és magma-rokonság tekintetében többet mond, mint a sokféle -porfirít vagy -plagiopfirít nevek. Az egységes elnevezést annál inkább kívánatosnak tartottam, mert sok esetben a porfirítoidok és tufaporfirítoidok (19, 23), illetőleg átalakult diabázok és diabáztufák között (25) lényeges képződési vagy korbelti különbséget megállapítani nem tudtam.

Az eruptív vonulat túlnyomórészt átalakult diabáztufából és diabázból, alárendelten átalakult kvarcporfirtufából és kvarcporfirból áll. A vonulat t u f a e r e d e t ű »alapanyagában« a diabáz- és kvarcporfir-lávatestek általában áttöréssel jellemezték (injekciók, kőzzelvények, illetve teleptelvények) (lásd térkép). Az eddig térképezett vonulat tehát nem nevezhető rétegvulkáni felépítésűnek, ellentétben a lillafüredi Fehérkő—Szentistvánhegy vonulatával, melyet SZENTPÉTERY rétegvulkánként tárgyalt (23).

Az eruptív vonulat háromnegyedrészen átalakult diabáz-tufából áll, ez érintkezik legtöbb helyen a ladini-korú üledékes kerettel (11, 1, 2, 3). A D.-i szegélyt nagyjából egyenletes kifejlődésű világos ladini mészkő adja, amely a tufaösszlettel széles átmeneti sávval érintkezik. Ennek az átmenetnek legkitűnőbb

feltárása a térképezett területen kívül eső Szárazvölgy vízmosása (25). Itt tufacsíkos mészkő és mészlencsés tufa váltakozásában jól nyomon követhető, amint a számtalanszor megismétlődő tengeralatti tufalakeródás végül is túlsúlyba jutott a mészkőképződés felett. Jellemző, hogy a tufacsíkok közé települő mészkő — a Bükk triászában máshol ismeretlen — zöld- vagy ibolyásszínű, ami a tufaszórások között lebegve maradt kolloidális tufaanyagnak tulajdonítható.

A diabáztufa-mészkőösszlet határa — még a D.-i szegély átmenetes érintkezése esetén is — képlékenységben lényeges ugrást jelent, így együttes igénybevétel esetén a határfelületen feloldódó erők diabáztufában »úszó« mészkőpikkelyeket hoztak létre (3), a képződmények eredeti települését azonban nem homályosították el. Egészen más a helyzet a vonulat É.-i határán. Fokozatos átmenetnek itt nyoma sincs, a vulkáni működés magános előhírnökeit ugyan megtaláljuk a ladini mélyebb szintjét képviselő, lemezes mészkő-, agyagpala-, homokkőpalacsoport egy-egy tufás üledékpadjában, ezek azonban az eruptív vonulat képződményeivel nem könnyen azonosíthatók. A diabáztufa éles határát a délitől eltérő kifejlődésű ladini mészkő felé, egészében tektonikusnak kell tekintenünk. Hatalmas mozgásról tanúskodik a rögökké darabolt, szétdobált mészkőkeret, mely teljes hosszában nem is azonos szintbe tartozik, legnagyobb részén szaruköves kifejlődésű, keleti egynegyedében szarukömentes. Tetemes vastagságú övet tekinthetünk itt egészében átmozgottnak, melyben a keret mészkőve »óriás-breccsa«-szerűen elfent tömbök alakjában gyúródott bele a tufaanyagba (lásd 2. szelvényt).

Az eruptív vonulat legidősebb képződményének, az »alapanyagot« adó diabáztufa lerakódásának idejét a D.-i szegély közbetelepülések átmenetei ladini-nek adják meg. Ez az eruptív összlet kialakulásának kezdetét rögzíti, azonban az eruptívumok térnyerésének és az üledékes keretbe illeszkedésének sok részlete marad meg tisztázatlan.

Diabáz-tufák között a térképezés során három típust különítettem el. Ezek: 1. szárlás, préselt, diabáztufa és agglomerátum. Egyetlen, laza szerkezetű, finomabb,- durvább szemű, olykor agglomerátumos tufaképződmény. Általában préselt-lencsés szövetű, eredeti ásványtársasága megváltozott, a színes elegyrészek teljesen, a földpátok nagyrészt átalakultak, helyükön fehércsillámokat, az epidot-csoport tagjait és leukoxén-halmazokat találunk; klorit aránylag ritka.

2. Kloritos, préselt diabáztufa, miarolitos képződményekkel. Egyenletes, finomszemű, főleg kloritosan elváltozott, préselt-lencsés szövetű diabáztufa. Színes elegyrészek helyét a palásság lapján kloritpecsétek jelölik. Szabálytalan résekben metasomatikus kitöltésként klorit, epidot, zoizit, kalcit gyakori. Elterjedésének nagyobb részén tengeralatti képződésű, amit nemcsak a D.-i szegély mentén, de mélyen a vonulat belsejében is megtalálható mészkőbetelepülések bizonyítanak.

3. Átalakult diabáztufa. Ugyancsak finomszemű diabáztufa, melyet az előbbiektől már regionális metamorfózisnak nevezhető erősebb átalakulás különböztet meg. Kifejlődése igen változatos, többnyire SZENTPÉTERY lillafüredi tufaporfirritoidjaihoz hasonló (19, 23). A csillámok nagyobb-pikkelyűek, helyenként gránát is fellép (lásd IV. tábla 3.). Javarészt tengeralatti képződésű, a D.-i szegély széles átmenetein kívül, mélyen a vonulat belsejében is mészkőbetelepüléseket tartalmaz.

A kétségtelenül tengeri eredésű két utóbbi típus a vonulat DNy.-i felét foglalja el, az első szárazföldi képződésűnek tekinthető, néhol agglomerátumos diabáztufa, az ÉK.-it. A kettő közötti határ kb. egybeesik az Óhutai-völgy középső

szakaszával. A képből arra következtethetünk, hogy a kitérés központja az ÉK.-i részre esett vagy legalább is a tufa-lapilli-szórás itt jóval sűrűbb volt, úgyhogy rövidesen a sekély ladin-tenger színe fölé emelkedő vulkáni hát nőtt ki. Ettől DNy.-ra a finomabb hamutufa még sokáig — talán az egész vulkáni működés alatt — tengerbe hullott és fokozatosan nyomta el a mészkőlerakódást. A vulkáni hát okozhatott esetleg fácieskülönbséget, azonban ezt a ladin pontos szintezése nélkül kiértékelni nem tudjuk. A mindkét oldalról ladini keretbe zárt diabáz-tufaösszlet asszimmetrikus felépítése egyenlőre csak tektonikusan magyarázható. További vizsgálatok célja lesz eldönteni, hogy a lillafüred-hámori eruptív vonulatok — melyek közettani kifejlődés alapján közelállnak a DNy.-i rész átalakult diabáztufáihoz — mennyiben tekinthetők az »eltűnt É.-i tengeri tufaszárny« felbukkanásainak. BALOGH KÁLMÁN vizsgálatai ennek ellene szólnak s értelmezése szerint az anisusiban a ladini-tól független, de hasonló termékeket szolgáltató vulkáni működést kell feltennünk (3).

Az eruptív vonulat fejlődéstörténetének következő szakasza indul a diabáz-áttörések megjelenésével. A diabáz-injekciók, -telérek földtani helyzete kétségtelenül a tufaösszlet közettéválása utáni feltöresre vall. A tufaszórásokkal váltakozó felszíni lávaömlésekre a diabázok ofitos szövete alapján sem gondolhatunk. A diabázáttörések korát pontosabban behatárolni igen nehéz, mivel a mészkövek között, melyeken a diabáz érintkezési hatása igen szépen megfigyelhető (25), ladininál fiatalabbat nem találunk. A diabázok között igen nagy a szöveti változatosság, amit utólagos elváltozások, hólyagkitöltések még több-rétűvé tesznek (lásd IV. tábla 1.). Ezek a különbségek azonban nem indokolják, hogy az eddig térképezett területen több kitérésű időszakot különítsünk el. Távolabb, az összefüggő eruptív vonulattól D.-re vannak ezektől lényegesen különböző kisebb diabáz-áttörések, melyek esetleg jóval fiatalabbak lehetnek.

A térképezett diabáz-áttörések uralkodó iránya ÉK.-DNy. Ez a csapása általában a csekély méretű, jó feltárás híján ki nem jelölhető injekcióknak is. Ezzel zárul — valószínűleg nagyobb mozgás vagy préselődés nélkül — a terület prealpin fejlődése.

A Bükk hegyszerkezetének kialakulását nem ismerjük még annyira, hogy a magmás folyamatokat a mozgások egyes szakaszaihoz tudnók kapcsolni. A ladini, illetve közel azutáni diabáztufa-diabázösszlet képződésétől azonban élesen el tudjuk különíteni a kvarcporfir-csoport tagjainak megjelenését. Ezt indokolja a kvarcporfir-csoport tagjainak 1. földtani megjelenése, 2. szöveti képe, 3. vegyi összetétele.

1. Az átalakult kvarcporfirtufát nagyobb összefüggő foltban az eruptív vonulat DNy.-i oldala mentén, az Alsó- és Felső-Bagolyhegyen és innen ÉK.-re találjuk. Általában fehéres, meglehetősen laza, leveles és szálkás kifejlődésű, sok esetben a skandináv hälleflintákhoz és leptitekhez igen hasonló (4, 9, 12). Bár települését az érintkezés gyenge feltárásai miatt pontosan követni nem lehet, megjelenése utólagos térnyerésre, illetve rátelepülésre enged következtetni. A kvarcporfirtufa-folt megszakítja a diabáztufa vonulatok lefutását és ezen a szakaszon elfedi az üledékes keretet.

A kvarcporfir kétféle kifejlődésben jelenik meg a területen. Az egyik fehéres-szürkés, szemcsés, benne a beágyazások jól kivehetők (lásd IV. tábla 5.), a másik sötétszürke, tömött, igen finomszemű, fluidális rajzú, beágyazás benne ritka. A kettő korviszonyát eddig biztosan meghatározni nem sikerült.

Mindkét kvarcporfir-fajta uralkodó megjelenési formája injekció, amelyet diabáz-, diabáztufa- és kvarcporfirtufa-területen egyaránt megtalálunk a térképezett vonulat valamennyi részén. A térkép önállóan kijelölt nagyobb injekciói sem tekinthetők összefüggő kvarcporfir-lávatesteknek, hanem a tufaösszlet sűrűn átjárt, nagyrészt kiszorított részeinek. Az injekciók — a diabáztól eltérően — ÉNy.-DK. irányban sorakoznak egymás mellé.

A kvarcporfir-injekciók rendkívüli változatossága — alak, méret és sűrűség tekintetében — csak jobb feltárásokon figyelhető meg alaposabban. (Salakhányói vasút, Kerekhegyi rakodó feletti sétaút bevágása.) (Lásd III. tábla 2. 4., 5.) Az injekciók, melyek általában a palásság szerint idomultak, gyakran a szalagos gneiszekhez hasonlóan elnyúltak, máshol rövid lencsékre tagoltak. Néhol az injekcióknak szegélyükkel párhuzamos, fluidális rajzuk van (lásd III. tábla 1.). Különösen változatosak a kétféle kvarcporfir injekciói az Alsó-Bagolyhegy átalakult tufájában, melyek tektonikusan gyakran szabálytalanul szétdaraboltak. Valószínű, hogy ezeket említette SZENTPÉTERY legutóbbi előadásában kvarcporfir-agglomerátumként (27).

A kvarcporfir injekciók méretei gyakran mikroszkópos nagyságrendig lecsökkennek (lásd IV. tábla 4.). A diabáz vagy diabáztufa kvarcporfiranyaggal mintegy átítatott részeit külön képződményként jelöltem. Helyenként a kétféle kőzetanyag keveredése főleg szín alapján makroszkóposan is megfigyelhető (lásd III. tábla 3.). Csiszolatokban jól követhető a felzites kvarcporfir fokozatos térnyerése a kloritos-epidotos diabázanyagban (lásd IV. tábla 2, 6). A kvarcos-földpátos »savanyú« kőzetanyaggal átítatott kőzetek, melyeket térképezésnél csak egységes képződményként tudtam feltüntetni, különféle kőzetátalakító folyamatok termékei. »Makro«-injekciókkal átjárt részeken igen bőven található az injekciókkal párhuzamos vagy azokat elmetező, uralkodóan kvarcból álló ereket, melyek a hidrotermálisig nyúló utómagmatikus hatások eredményei (lásd III. tábla 5.). Átítatott kőzetek között a tulajdonképeni permeációk és elkováódások teljesen összefonódtak, úgyhogy ezeket (térképezésnél) különválasztani nem lehetett.

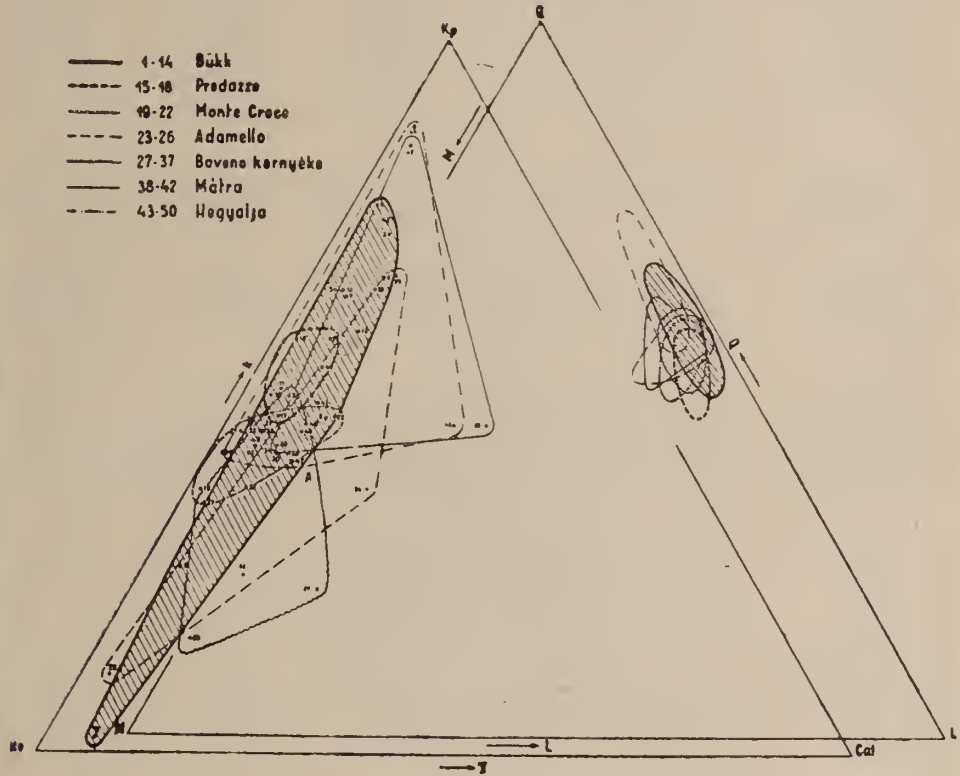
Az injekciók-átítatások jelentős szerepe »vulkáni« környezetben eléggé meglepő. Máskép, mint felszínközébe érő intruzív tömeggel aligha magyarázható. Az átítatásokhoz hasonló képződményeket létrehozhat ugyan metamorf differenciációval kapcsolatosan anyagátépítődés is, itt azonban az általában kisfokú átalakulás ezt a magyarázatot nem indokolja. Az injekciók eloszlása és a palásság szerint nyúlt alakja arra vall, hogy anyaguk a lencsés szövetet kialakító mozgások közben hatotta át a tufaösszletet.

2. A kvarcporfir, illetve kvarcporfirtufa szövetéről az eddigi mikroszkópi vizsgálatok alapján csak általános megállapítások tehetők. Kívánatos volna a szövet szerkezeti analízise, mely számos alapvető kérdésre deríthetne fényt. A kvarcporfir-összlet egyes részei már szabadszemmel nézve is rendkívül különböző fokú tektonikai igénybevételről tanúskodnak. SZENTPÉTERY erre vonatkozólag sok értékes megfigyelést közöl (17).

A kvarcporfir-összletet szerkezeti inhomogenitása ellenére egyetlen képződési időszak termékének tartom. Minthogy ez éppen a hegyszerkezet kialakulásának időszaka lehetett, a korábbi fázisok termékeit képlékenyebb állapotban (a tufákat kőzettéválás előtt, a kvarcporfirt teljes kihülés előtt) heves prézelés érthette, a későbbieket alig érte nyomás. A típusok megismerése céljából készített csiszolatok között a fluidális porfiros szövetből a milonitosig igen érdekes átmenetek figyelhetők meg. Általában a »tömött kvarcporfir«-ként említett típus és természetesen az utómagmatikus erek-telérek tekinthetők a fő-hegy-

képződés utániaknak, bár a makroszkópos szétválasztás itt nem bizonyult megbízhatónak, mert a milonitok is tömött kvarcporfirnak tűnnek.

3. A kvarcporfir-összlet kémiai alkotásáról újabb adatom nincs, egyedül SZENTPÉTERY tanulmányaiban közölt elemzésekre támaszkodhatom (17, 24). Minthogy földtörténeti alapon a bükki kvarcporfirok rokonmagmáit az alpesi színorogén intruziók között indokolt keresnünk, megkíséreltem a kémiai összehasonlítást a D-i Alpok hasonló földtani környezetben megjelenő intruzióival a Niggli-féle bázisértékek alapján elvégezni. A rendelkezésre álló 14 kvarcporfir-elemzés mind 300 feletti Si-értékű, így az összehasonlításba az alpesi differencióknak is csak a legsavanyúbb tagjait vonhattam be. Predazzo, Adamello, Monte



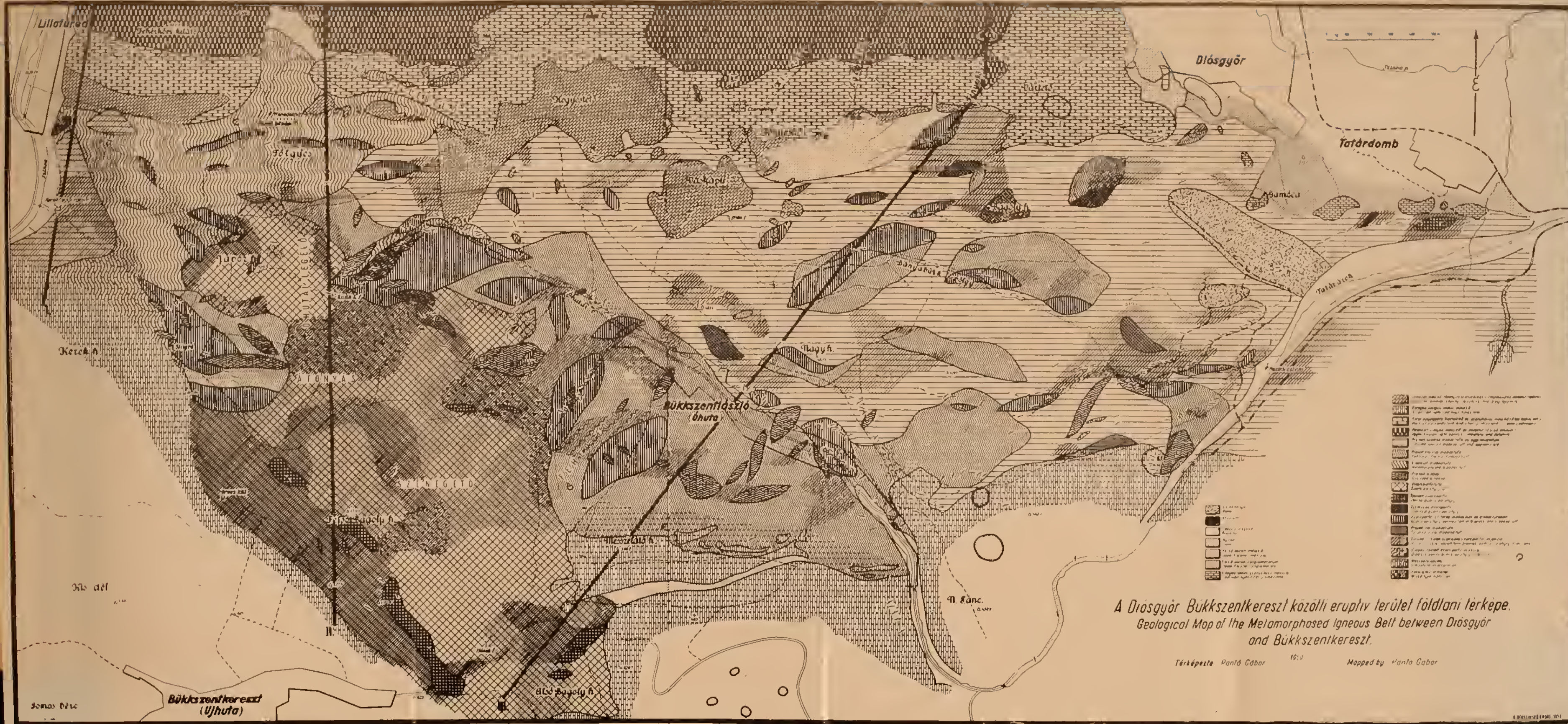
1. ábra. — Fig. 1.

Croce, Baveno intruzióin fejlődött ki a differenciáció savanyú vége, a közölt elemzések szerint gazdagabban (7, 8). A differenciációk menetére vonatkozóan az összehasonlítható szűk savanyúsági köz — éppen a kevésbé jellegzetes, erősen túlteltett szakaszon — egyelőre keveset mondhat (1. ábra).

A QLM-diagrammon a bükki kvarcporfirok vetületével az alpesi intruzióké csaknem teljesen egybeesik. De fedi az előbbieket a mátrai vagy hegyaljai riolitok vetülete is, holott a tetemes korkülönbség (kréta (?) - miocén) alapján joggal számíthatnánk a differenciációk eltérő alakulására. E tekintetben a $k-\pi$ -diagramm árul el valamit: míg a bükki és délalpesi differenciációknál a megvizsgált szakaszon határozott alkáli túlsúly jut kifejezésre (különösen a Bükk, Predazzo és Monte Croce magmáin), addig a hazai bázisosabb riolitok a Cal-csúcs

A diagrammokban feltüntetett értékek

Sor- szám	Kőzet	Q	L	M	k	π	Magma	Lelőhely	Forrás
Bükk									
1.	kvarcporfirtufa	48.2	46.7	5.1	0.42	0.05	rapaklives	Bagolyhegy	17 p. 106
2.	kvarcporfir	51.7	45.6	2.7	0.75	0.046	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
3.	kvarcporfir	54.9	40.7	4.4	0.73	0.064	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
4.	kvarcporfir	55.8	41.2	3.0	0.77	0.029	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
5.	kvarcporfir	57.5	38.2	4.3	0.65	0.038	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
6.	kvarcporfir	58.0	39.4	2.6	0.26	0.047	trondhjemites	Bagolyhegy	17 p. 101
7.	kvarcporfir	58.6	38.8	2.6	0.64	0.060	aplitgránitos	Bagolyhegy	17 p. 101
8.	kvarcporfir	61.3	35.0	3.7	0.67	0.090	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
9.	kvarcporfir	61.2	37.0	1.8	0.47	0.120	aplitgránitos	Bagolyhegy	17 p. 101
10.	kvarcporfir	61.7	35.4	2.9	0.65	0.088	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
11.	kvarcporfir	60.9	35.4	3.7	0.51	0.045	engadinites	Bagolyhegy	17 p. 101
12.	kvarcporfir	60.7	37.8	1.5	0.65	0.051	aplitgránitos	Bagolyhegy	17 p. 101
13.	kvarcporfir	59.8	38.9	1.3	0.59	0.010	aplitgránitos	Bagolyhegy	17 p. 101
14.	albitgránitpegmatit	66.0	30.5	3.5	0.02	0.063	aplitgránitos	Bagolyhegy	17 p. 107
Predazzo									
15.	monzonit aplit	45.2	46.8	8.0	0.53	0.071	granoszlenites	Canzacoll	7 p. 107
16.	kvarcbostonit	51.3	43.7	5.0	0.58	0.028	engadinitgránitos	Sforzella	7 p. 107
17.	biotitgránit	53.6	42.7	3.7	0.47	0.062	engadinitgránitos	Mte Mulatto	7 p. 107
18.	alkaliszenitaplit	56.8	39.3	3.9	0.50	0.037	engadinitgránitos	Mte Mulatto	7 p. 107
Monte Croce									
19.	gránit	47.6	42.2	10.2	0.37	0.015	kaligbelites	Mte Croce	7 p. 102
20.	gránitporfir	55.6	38.2	6.2	0.47	0.130	rapakivites	Mte Croce	7 p. 102
21.	gránitporfir	52.9	42.9	4.2	0.45	0.025	engadinitgránitos	Colnero	7 p. 102
22.	aplit	58.2	38.8	3.0	0.47	0.048	alkaligránitos	Gola di Lana	7 p. 102
Adamello									
23.	gránit								
23.	gránodlorit	50.3	36.9	12.8	0.25	0.130	maenaltos	Malga Germenega Alta	7 p. 100
24.	savanyú tonalit	52.6	42.8	4.6	0.37	0.220	leukokvarcdionitos	Bazena Alta	7 p. 100
25.	gránitaplit	55.6	43.2	1.2	0.67	0.105	aplitgránitos	Bocchetta d'Amola	7 p. 101
26.	gránitaplit	58.4	38.6	3.0	0.11	0.036	Na-gránitaplitos	Cornone di Blumone	7 p. 101
Baveno környéke									
27.	gránit	51.5	41.0	7.5	0.23	0.230	farsunditos	Quarona	7 p. 90
28.	gránit	49.0	44.0	7.0	0.42	0.100	granoszlenites	Cima Lauger	7 p. 90
29.	gránit	50.0	43.5	6.5	0.16	0.110	trondhjemites/ leukokvarcdioritos	Montorfano	7 p. 90
30.	gránit	51.0	43.0	6.0	0.42	0.084	engadinitgránitos	Alzo	7 p. 90
31.	gránit	56.1	39.0	4.9	0.39	0.140	yosemititgránitos	Montorfano	7 p. 90
32.	gránit	54.7	42.2	3.1	0.37	0.072	engadinitgránitos	Baveno	7 p. 91
33.	blotitmikrogránit	57.0	36.8	6.2	0.45	0.049	engadinitgránitos	Baveno	7 p. 91
34.	gránit	56.6	39.3	4.1	0.42	0.082	engadinitgránitos	Baveno	7 p. 91
35.	gránit	55.6	41.7	2.7	0.45	0.053	alkaligránitos	Baveno	7 p. 91
36.	aplit	57.0	40.4	2.6	0.50	0.059	aplitgránitos	Montorfano	7 p. 91
37.	gránit	59.4	38.2	2.4	0.35	0.030	alkaligránitos	Baveno	7 p. 91
Mátra									
38.	riolit	51.0	39.0	10.0	0.46	0.320	granodloritos	Pisztrángostó	Mezősi kézirat
39.	riolitfelzlt	53.6	43.2	3.2	0.43	0.080	engadinitgránitos	Lőrinci, Vereskőbánya	7 p. 126
40.	riolit	55.2	42.0	2.8	0.45	0.100	aplitgránitos	Lőrinci, Mulatóhegy	7 p. 126
41.	riolit	58.0	38.0	4.0	0.49	0.100	engadinitgránitos	Gyöngyössolymos, felső köfajtó	7 p. 126
42.	riolit	60.9	33.6	5.5	0.85	0.034	engadinitgránitos	Gyöngyössolymos, Kishegy	7 p. 126
Hegyalja									
43.	dácit	55.0	38.5	6.5	0.46	0.280	kvarcdioritos	Regécl vár	7 p. 127
44.	amfibol-hipersztén- liparit	56.0	39.6	4.4	0.88	0.019	aplitgránitos	Telkibánya	7 p. 128
45.	obszidián	56.0	38.1	5.9	0.42	0.028	alkaligránitos	Mád	7 p. 128
46.	riolit	60.0	36.7	3.3	0.46	0.100	engadinit	Csaponta	7 p. 128
47.	riolit	61.2	35.6	3.2	0.41	0.110	aplitgránitos	Pálnáza	7 p. 128
48.	felzoliiparit	62.0	34.5	3.5	0.54	0.078	engadinites	Telkibánya	7 p. 128
49.	felzoliiparit	62.0	35.5	2.5	0.43	0.052	aplitgránitos	Hollóháza	7 p. 128
50.	liparitperlit	73.0	23.5	3.5	0.46	0.033	engadinites	Telkibánya	7 p. 128



A Diósgyőr Bükkszentkereszt közötti erupzív terület földtani térképe.
 Geological Map of the Metamorphosed Igneous Belt between Diósgyőr
 and Bükkszentkereszt.

Térképezte: Pantó Gábor 1910 Mapped by: Pantó Gábor

Somas Péter

felé húzzák el a közettársaság vetületét. A korábbi színorogén intruziók uralkodó alkáli jellege tehát szembeállítható a miocén-vulkanizmus kiütkező pacifikus vonásaival. Közvetlenül a kézirat lezárása előtt jelent meg MEZŐSI dolgozata, mely a Bükk eruptívumainak differenciációját sokkal szélesebb alapon tárgyalja (10). Adataiból kitűnik, hogy a mész-szegénység a Bükk eruptívumaira általánosságban jellemző.

Az eruptív vonulat kőzetkémiai megismeréséhez számos elemzésre volna szükség, hiszen az egész területről az említetteken kívül nincs adatunk. Igen tanulságosnak ígérkeznek a diabáz és kvarcporfir-sorozat szembeállítása kőzetkémiai alapon. A korábbi, esetleg ismétlődő, Na-túlsúlyú diabázáttörések (ofiolitok) után határozott mediterrán-jellegű savanyú intruzió (illetve ennek felszíni származékai) BILIBIN-nek az orogén zónák geokémiai típusairól adott szellemes sémája szerint (6) megkapják általános értelmüket és szerepüket az orogén történetében. Ezen a kis, látszólag rendkívül bonyolult, alapelemeiben mégis szinte sablonosan egyszerű területen is a geoszinklinálisok belső övének jellegzetes magmajelenségei érvényesülnek: bevezető Na-sorbelti bázisosabb feltörések után a hegyképződés utolsó fázisaihoz kötött K-dús savanyú magma benyomulása szorosan behatárolt, viszonylag keskeny öv mentén.

Irodalom.

1. BALOGH K.: A Mávag diósgyőri forrásfoglalása. Hidr. Közl. 27. p. 124, 1947. — 2. Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 80. p. 231, 1950.
3. HÁMOR és DIÓSGYŐR környékének triász rétegei. Földt. Közl. 81. p. XX. 1951. — 4. BACKSTRÖM H.: Vestanafältet. Kongl. Svenska Vet.-akad. Handlingar Bd. 29. N° 4, 1897. — 5. BEARTH P.: Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. min. u. petr. Mitt. 12. p. 147. 1932. — 6. BILIBIN Y. A.: On geochemical types of orogenic zones. Rept. Internat. Geol. Congr. XVIII. Part. II. p. 22. 1950. — 7. BURRI C.—NIGGLI P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. II. Hauptteil, Zürich 1949. — 8. BURRI C.—ROMBERG J.: Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni. Neues Jahrb. f. Min. 58 Beil. Band. Abt. A. 1928. — 9. ECKERMANN H.: The Loos-Hamra region. Geol. För. Förhandlingar 58. p. 129. 1936. — 10. MEZŐSI J.: A borsodi Bükk-hegység közettartományi helyzete. Acta. Univ. Szeged. 4. p. 50, 1951. — 11. SCHRÉTER Z.: A Bükk-hegység geológiája. Beszámoló 5. p. 378, 1943. — 12. SUNDIUS N.: Grythyttéfältets geologi. Sver. Geol. Unders. Arsbok. 16. N° 2. 1923. — 13. SZENTPÉTERY Zs.: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo-és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. Évi Jelentés 1917—19. p. 75. — 14. Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. Acta chem. min. 1. p. 10, 1929. — 15. Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. Acta chem. min. 1. p. 72, 1929. — 16. Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. Acta chem. min. 2. fasc. 1. 1930. — 17. A Bagolyhegy quarzporphyryja Lillafürednél. Acta chem. min. 2. fasc. 2. p. 81, 1931. — 18. Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. Acta chem. min. 3. p. 149. 1934. — 19. Petrologische Verhältnisse des Fehérkő-Berges und die detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. Acta chem. min. 4. p. 19. 1935. — 20. Alkaliplagiophyrite aus dem Bükkgebirge. Acta chem. min. 4. p. 171. 1935. — 21. A Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél. Math. Term. tud. Ért. 52. p. 253. 1935. — 22. A lillafüredi Szentistvánhegy eruptívumainak általános közettani viszonyai. Math. Term. tud. Ért. 54. p. 279. 1936. — 23. Strato-vulkanischer Teil des Szentistvánberges im Bükkgebirge. Acta chem. min. 5. p. 26, 1937. — 24. Saure Ganggesteine aus dem Bükkgebirge. Acta chem. min. 7. p. 48, 1939. — 25. Adatok a bükkhegységi diabáz ismeretéhez. Földt. Közl. 80. p. 168, 1950. — 26. Az újhutaí Lőrincshegy diabázfajtái a Bükkhegységben. Földt. Közl. 80. p. 316, 1950. — 27. Az Alsó Bagolyhegy kvarcporfirja a Bükkhegységben. Előadás a Földtani Társulatban 1950. nov. 8-án.

Г. П а н т о

Автор изучал область эруптивов во восточной части гор. Бюкк. В этом районе лавовые и туфовые породы различать было затруднено вследствие их метаморфизации. Около 80% эруптивных пород оказались туфогенными (туфы диабазы и кварцпорфира). Кварцпорфировые и диабазовые лавовые тела встречались только в виде жил и инекций. Вокруг жильных образований находятся значительные по распространению зоны пермеации. Наиболее древним образованием считаются диабазовые туфы, с ладинским возрастом (средний триас). Потом следуют диабазовые жилы. Кварцпорфировые туфы, жилы и инекции образовались значительно позже. Эти последние являются — по мнению автора — членами «молодых средиземноморских эруптивов». Для обоснования этого предположения необходимо произвести дальнейшие петрографические и химические исследования. Этот район оказывается впрочем весьма сходным к эруптивному Предезо—Монзони.

Geology of the Southern Igneous Belt in the Eastern Part of Bükk Mts.

by G. PANTÓ

Despite the detailed petrographic study of igneous rocks in the eastern part of Bükk Mts. and numerous accurately determined rock varieties described from here (SZENTPÉTERY 14—27) a comprehensive geologic view of the whole range was lacking as yet. The scope of present survey was a detailed mapping of geologically important rock types, further the age relations of different igneous rocks to each other and to the sedimentary formation have been to be cleared.

The E—W directed range of partly metamorphosed Mesozoic igneous rocks is interlying chiefly calcareous Ladinian beds. The "ground mass" of the belt is formed by a conspicuous diabase tuff series which has been divided during the survey in three groups. One of them — partly agglomeratic, covering the NE part of the mapped area — is held for terrestrial formation, two others occupying the SW part of the belt are dominantly submarine tuff deposits differing from each other only in the grade of metamorphism. The submarine deposition is testified by repeated alternations of tuff and limestone layers (often containing colloidal tuff material impurities) forming a gradual transition on the southern border of the belt from pure lamellar Ladinian limestone to diabase tuff. Thus the Ladinian age of diabase tuff deposition is evident. The northern border of the igneous belt is marked by a structural line manifesting large scale movements along a tectonic zone.

The diabase tuff complex is intersected by ophitic and vesicular diabase dikes and sills showing a great variety of mineralogical constitution and structure. The dikes are striking chiefly NE—SW.

The quartz porphyry complex has penetrated the diabase series in a later phase belonging probably to the early stages of Alpine orogeny. Quartz porphyry tufts showing often great similarity to Scandinavian hälleflints and leptites occur in a large stripe along the Bagoly hill range.

Quartz porphyry — of which two types have been distinguished, a granular and an extremely fine grained, dense one — is forming injections of different size intersecting all preexisting members of the igneous rock belt. Even the mapped quartz porphyry injections are not to be held for compact lava-masses but for

abundant injections getting in preponderance over the tuff material. The dominant strike of these injection zones is NW—SE.

Small scale injections diminishing to the microscopic dimensions of permeations are pervading quartz porphyry tuff, diabase tuff or diabase bodies throughout the whole belt and often form a "halo" around the mapped injections. Interesting textural features of injections and permeations can be observed on the area. Injections and permeations in "volcanic" surroundings can be explained only by supposing an intrusive mass in shallow depth.

As far as the chemical composition of the Mesozoic igneous rocks of the area is concerned we possess only scarce data. Author tried to compare the quartz porphyry complex petrochemically on the base of calculated Niggli base molecules with the synorogene intrusions of the southern Alps. (Fig. 1.) As the available quartz porphyry analyses are extending only over a short interval of acidity, the trends of differentiations are hardly manifested. In the $k-\pi$ diagrams it is however apparent that the quartz porphyries of Bükk Mts. are coinciding in their alkali dominance with the S. Alpine intrusions (Predazzo, Mte Croce, Baveno) and differ apparently from the differentiation of Miocene rhyolites of Hungary expressing towards the more basic members a definite calcic trend.