

ÉRTEKEZÉSEK

A VULKÁNI HEGYSÉGEK KUTATÁSÁNAK NÉHÁNY ALAPKÉRDÉSÉRŐL

Dr. SZÁDECZKY-KARDOS ELEMÉR*

akadémikus, egy. tanár

(XXI. táblával)

Összefoglalás: A kárpáti harmadkori vulkánoszorú újszerű vizsgálata fényt derített arra a tényre hogy a homokos, agyagos, márgás, piroklasztikus mellékkőzet és a kőszén erősen visszahat a kristályosodó magmára. Ez a visszahatás, melyet transzpozorizációnak nevezünk, lehetővé teszi viszonylag nagy magmatestek kémiai összetételének és differenciációs irányának alapvető megváltozását. Szerpentinek, bizonyos propilitek, analcimbazaltok, analcimdiabázok, krinanitek, teschenitek, weilburgitok, lahnkeratofirok, alkáli pegmatitok, lugaritek, analcimszjenitek, továbbá perlitok, szurokkövek, horzsakövek részben vagy egészben fenti folyamat hatása alatt keletkeznek. Ezek a kőzetek nem a közönséges ortomagmatitok hófokán keletkeznek, hanem sokkal kiterjedtebb hőmérsékleti intervallumban, amely egészen a hidrotermális hófokig elhúzódik.

A dolgozat rendszeresen tárgyalja a vulkanitok utólagos átváltozásait is és jellemzi az így keletkezett új kőzettípusokat is: oxivulkanit, leukovulkanit, kloro- és hidrovulkanit, továbbá pszeudoagglomerátum és rámutat az új fogalmaknak a jelentőségére a magmatitok rendszerezése szempontjából. Keletkezésük szoros összefüggésben van a vulkanitok különböző repedésrendszereivel, amelyek rendszerezését és keletkezési viszonyait az értekezés röviden szintén tárgyalja.

A dolgozat a vulkáni hegységek újszerű vizsgálatának bevezetője és ezért végül röviden tárgyalja a vulkáni hegységek beszakadási formáit és új módszert ad a vulkáni hegységek tektonikai vizsgálatához

A budapesti Egyetem Ásvány-Kőzettani Intézete Szabó J. kora óta jelentős részt vett a kárpáti vulkánoszorú vizsgálatában. Ma is egyik fő feladatának tekinti a harmadkori vulkáni hegységeinkhez kapcsolódó, elméletileg és gyakorlatilag mindinkább sokszínűvé váló geokémiai-földtani kérdések vizsgálatát.

Ebben a tanulmányban a helyszíni sokirányú földtani megfigyelés, a laboratóriumi vizsgálat és geokémiai szempontokat is tekintetbe vevő elvi „modellezés” (mintázás) egyidejű alkalmazásával elért, néhány általános jellegű eredményt ismertettünk rövid bevezető áttekintésben, az alap-megfigyelések részleteinek mellőzésével. Az egyes kőzetek, érciek képződésére, a kőzetrendszertani, hegységszerkezeti és magmatektonikai kérdésekre vonatkozó részletek külön dolgozatokban kerülnek kifejtésre.

Egyes kérdések kidolgozásában munkatársaim, elsősorban Székyné Fux V., továbbá Kiss J., Kubovics I., Pesty L. és Ravasz Cs. is részt vettek. A részletek és a nevezéktan kialakításához megjegyzéseikkel, adataikkal Vadász E., Földvári A., Koch S., Tokody L., Horusitzky F., Pantó G., Kertai Gy., Nemetz E., Lengyel E., Scherf E., Balogh K., Jantsky B., Erdélyi J., elhunyt kedves szaktársunk Herrmann M., továbbá Kaszanitzky F., Varjú Gy., Vidács A., Márton Gy. is hozzájárultak. Fogadják e helyen is köszönetemet.

Elsősorban azokkal a különleges nehézségekkel foglalkoztam, amelyeket a vulkáni hegységek földtani térképezésében, hegységszerkezeti, magmatektonikai, paleovulkanológiai, kőzettani és érteleptani értelmezésében újabban sok helyen kezdenek felismerni. A kárpáti vulkáni koszorú esetében ilyen nehézségekre újabban Vadász E.,

* Bemutatva a MTA Geokémiai Főbizottságának az Állami Földtani Intézet szakembereivel együtt 1957. november 4, 5 és 12-én tartott ankétján.

Szergijevszkij V. M. és különösen Török Zs. [1, 2, 3] világított rá. Ezeket a nehézségeket a következőkben csoportosíthatjuk.

1. A közetbomlási jelenségek kulcsát eddig nem találtuk meg : nincs tisztázva ugyanis ebből a szempontból a víz és magma kapcsolatának kérdése.

2. Az ún. „bomlott kőzetek”-nek nem alakult ki egységes szemlélete és rendszertana. A bomlott kőzeteket ezért különféle elnevezéssel sokszor felületesen és helytelenül jelöljük.

3. Nem tudjuk kielégítően követni az aktív vulkán és a régi vulkáni hegységek kőzetei közti összefüggést. A vulkáni kőzetek ugyanis fizikai és kémiai értelemben egyaránt rendkívül instabilisak. Ezért túlnyomóan mechanikailag és részben kémiailag is megváltoznak, átalakulnak. Másrészt nehezen felismerhető módon átrakódhatnak.

4. A hegységszerkezeti vizsgálatok alapja, a települési adatok, dőlések megállapításának lehetősége a vulkáni hegységekben rendszerint hiányzik, a lávakőzetek nagy tömege és a piroklasztitok gyakori rétegzetlensége miatt.

5. Ebből következően a vulkáni hegységek szerkezeti fölépítése, az aktív vulkán szerkezetével való összefüggésben, alapvető jellegeiben eddig kevésbé ismert.

I. A magma és a víz kapcsolata

A magmatit és a víz kapcsolatát a közetbomlási jelenségek kulcsaként említettük. E tekintetben két fázis szétbomlását, ill. összekapcsolódását kell vizsgálni aszerint, hogy a vizet a mélyből származtatjuk, azaz juvenilisnek és profundusnak tekintjük-e, vagy pedig a következőkben tárgyalandó módon, túlnyomóan exogén eredetűnek. (A profundus víz fogalmát illetően lásd Horusitzky F. dolgozatát [50]).

A két fázis kölcsönhatása végeredményben elemvándorlási kérdés. Az elemek vándorlására nézve előző geokémiai tanulmányainkban [4, 5] két fő tényezőt ismertünk meg. A földtani értelemben is lassú folyamatok esetében az ionfajsúly szerinti elemvándorlást találtuk döntőnek. Ez a hatás valószínűsíthető a magmaprovinciák két fő típusának elkülönülésében, továbbá a kristályos palaövek kifejlődésében, valamint P e n t i E s k o l a [6] legújabb vizsgálatai szerint a gránitosodás folyamatában.

Viszont földtanilag gyors folyamatokban, szilárd fázisban a kötés-erők, az ion-, ill. atompotenciálok és a koncentráció szerepét találtuk döntőnek [7]. A kis potenciálú, kis kötés-erejű illékonyabb elemek nagyobb mértékben vándorolnak.

A magma és a víz egymáshatása a folyékony fázisú gyors folyamatokhoz tartozik. Itt a potenciál szemléletet gyakorlatilag is jól alkalmazható formában a következőleg alkalmazhatjuk. Az elemvándorlás a nyomási lejtő irányában történik, vagyis az elemek a nagyobb nyomású helyről a kisebb nyomására, a nagyobb tenziójú, nagyobb koncentrációjú rendszerből a kisebb tenziójú, ill. kisebb koncentrációjú rendszerbe vándorolnak.

A magma és a nedves kőzetek érintkezése esetében a magma felhevítő hatására nagyobb nyomású vízgőz fejlődik, amely a környező kőzetüregek, repedések kitöltése után a kisebb nyomású, rendszerint kis vízgőz tenziójú, még folyékony, tehát a vízgőz számára átteresztő magmába hatol. A magma a vízgőzt először gőzhólyagok alakjában veszi fel, majd fokozatosan feloldja. Ezáltal a magma olvadáspontja és viszkozitása csökken és így a vízgőz felvétel fizikai lehetősége és a vízfelvételre rendelkezésre álló időtartam növekedik.

Nagyjából hasonló folyamat megy végbe tengeralatti erupciók, ill. vízbe ömlő lávafolyás esetében is, amikor a láva közvetlenül érintkezik vízzel. Ilyenkor a magma (láva) nyomása ugyan általában nagyobb az azonos magasságú, de kisebb fajsúlyú vízszlopénál, de a L e i d e n f r o s t jelenségnek megfelelően vízgőz, ill. a víz kritikus

nyomását meghaladó nyomású mélységben „fluid” állapotú víz keletkezik. Innen a víz (gőz) egy része az ezoldali nyomáslejtőnek megfelelően bepréselődik a lávába és feloldódik.

A magmának, ill. lávának ezt a vízfelvételi jelenségét transzhydrálásnak, ill. egyéb könnyen illó anyagokra is vonatkoztatva, *transzaporizáció* nak, a magma átgőzölésének nevezzük. Kisebb mérvű nyomásnövekedés és hasonló, de lassúbb vándorlás megy végbe akkor is, ha nagyobb mélységben a nagyobb nyomásnak megfelelően nem vizgőz, hanem forróvízes oldat, ill. kritikus állapotban levő fluidvíz van jelen.

A magma és víz, ill. víztartalmú kőzet érintkezése esetében tehát a víztartalom vándorlása nem a hőmérsékleti lejtő irányában történik, ahogyan azt rendszerint feltételezik, hanem részben ellenkezőleg a hidegebb helyről a nagyobb hőmérsékletű közeg felé. A hőmérsékletnek az elemvándorlást aktiváló szerepe van. A hőmérséklet eme feltűnő szerepe következtében maradt rejtve addig a kutatók figyelme előtt a nyomáslejtő irányában történő migrációs jelenség, a transzaporizáció és következményei.

Transzaporizáció történik tehát olyankor, ha a láva közvetlenül a vízbe folyik, vagy víz alatt tör fel, továbbá ha nedves üledékre ömlik, vagy ha nedvességet tartalmazó kőzeten tör át, legfőképpen pedig ha ilyen környezetben merevedik meg.

Ha a leggyakoribb üledékes kőzetnek, az agyagnak víztartalmát átlagosan 6,1%-nak tekintjük, a belőle transzaporizációkor keletkező kontaktpalákét pedig átlagosan 3%-nak,* úgy egy négyoldalú gúla alakú magmatestbe átlag 3,0% nedvességtartalom hatolhat, ha az agyag kontaktosodott övének teljes szélessége a magmagúla szélességének 1/5-ével egyenlő. (Tekintetbe veendő, hogy a tényleges vízleadás öve szélesebb, mint a mikroszkóposan megfigyelhető kontaktos átalakulásé, lásd alább.)

* E számokat a következő átlagértékek [8, 9, 10] támasztják alá :

	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Kék iszap (Clarke)	7,02	4,73
Kék és zöld iszap (Steiger)	5,86	—
Vörös parti iszap (Niggi)	6,02	—
Vörös mélytengeri agyag (Clarke)	7,04	—
Vörös mélytengeri agyag (Steiger)	5,93	3,28
Agyagos Globigerina-iszap (Clarke)	7,90	—
Mólasz agyagok (Svájc, Niggi)	3,4—8,4	1,7—5,6
Mezőzős és kainozóos agyagpalák (Clarke) ..	3,45	2,11
Paleozóos agyagpalák (Clarke)	3,82	0,89
Alsó-elzási agyagpala (Rosenbusch)	3,9	—
Alsó-elzási csomópala (Rosenbusch)	3,5	—
Alsó-elzási andaluzit-szaruszirt (Rosenbusch)	1,75	—
Alsó-elzási turmalin-szaruszirt (Rosenbusch)	0,64	—
Albany-i (USA) agyagpala 30 m-re a gránittól (Rosenbusch)	4,09	—
Albany-i szaruszirt a gránit mellett (Rosen- busch)	1,31	—

Az átlagos összetételű andezit további 3% víz felvételével a következőképpen változik : (a kiindulási súly-%-ok Daly andezitátlagai [11]).

	Eredeti		3%-os vízfeltétellel	
	Súly %	Mol %	Súly %	Mol %
SiO ₂	59,6	63,9	57,8	56,8
TiO ₂	0,8	0,6	0,8	0,6
Al ₂ O ₃	17,3	11,0	16,8	10,1
Fe ₂ O ₃	3,3	1,3	3,2	1,2
FeO	31,	2,6	3,0	2,4
MnO	0,2	—	0,2	—
MgO	2,8	4,5	2,7	4,1
CaO	5,8	6,4	5,6	5,9
Na ₂ O	3,6	3,9	3,5	3,6
K ₂ O	2,0	1,3	1,0	1,2
H ₂ O	1,3	4,5	4,3	14,2
P ₂ O ₅	0,3	—	0,3	—

A 3 súly-% vízfeltétel jelentőségét mutatja, hogy az jelentékeny : 14,2 mol % H₂O-t képvisel.

Jelentékeny lehet a homokos kőzetek hézagaiban tárolódó víz és a kőzet egyéb összes nedvesség-tartalma is. Földvári A. professzor hozzászólása szerint a homokos mellékkőzet mint jó oldat- és gázvezető növeli a transzaporizáció lehetőségét.

Különösen figyelemre méltó a piroklasztitok transzaporizációs hatása a későbbi magmás feltörésekre. A helyálló lazább piroklasztit szintén a kémiai elemzésekben ki nem mutatott nagymennyiségű vizet halmoz fel, amely magmás hatásra felszabadul.

Más, például magmás kőzetek is okozhatnak transzaporizációt, ha víztartalmuk megfelelő. A nagyobb víztartalmú magmatitok — ezek egy része szintén transzaporizáció útján jön létre (lásd IV. fejezetet); — egy később feltörő és velük érintkező magmát ugyancsak átgőzölhetik; ezt másodlagos transzaporizációnak nevezhetjük. Transzaporizációs hatást okoznak a magma által a mellékkőzetből felszabadított egyéb könnyen illók, megfelelő nyomás és hőmérsékleti viszonyok közt, elsősorban a karbonát-ásványok disszociációja által keletkező széndioxid is.

A viszonylag legintenzívebb transzaporizációs hatásúak a könnyen illó anyagokban leggazdagabb kőzetcsoportok tagjai, a szénkőzetek. Ezek anyaga kontakt-metamorfózis esetében néha teljes egészében könnyen illókká alakul; de már viszonylag kis hőmérséklet-emelkedés esetében is sok könnyen illót, éspedig a vizen kívül főleg széndioxidot is termel. Ugyanez vonatkozik természetesen más szerves anyagot tartalmazó kőzetekre, az ún. bitumenes mészkővekre, szenes paláákra, mocsári agyagokra is.

A magma hatására az üledékes kőzetekből felszabduló könnyen illók egy része kétségtelenül a magmás tömeget körülvevő mellékkőzetbe, sőt azok repedésein keresztül esetleg a szabad felszínre hatol. Ezeknek a kifelé távozó könnyen illóknak a százalékos aránya azonban csekély, többek közt azért, mert a megfelelő kőzettakaró a könnyen illókra — Földvári A. által alkalmazott kőolajgeológiai kifejezés szerint — mintegy csapdaként hat. Ilyenként szerepelhetnek nyilván az agyagos kőzetek. De a vízzel telített laza üledékek, a piroklasztitok és homokos kőzetek is főleg csak a magmatest felé adhatnak le vízgőzt, mert a takaró vízzel telt kőzethézagain keresztül kifelé való párolgás nem lehetséges s így a csapdhatás ilyenkor is érvényesülhet. Sőt a könnyen illók hatására a mellékkőzet nyílt hasadécai és repedései is új ásványképződményekkel töltődnek ki és így csakhamar elzáródhatnak. A csapdhatás tehát nagyon általánosan jelentkezik.

A nagy nyomású víznek a magmába vándorlását nagymértékben elősegíti a víz viszkozitásának a hőmérséklet növekedésével való csökkenése is. Ez a fontos tényező — melyre Nemetz E. hívta fel a figyelmemet — lényegesen előmozdítja a víz áramlását a nagyobb hőmérsékletű magma felé már csekély hőmérséklet-különbség esetében, tehát a magmatesttől nagyobb távolságban is, ahol egyéb kontakt hatása a mellékkőzetben még nem jelentkezik. A víz viszkozitásának csökkenése ugyanis már kis hőmérsékletkülönbség esetében is tekintélyes:

10 C° :	1,30	centipoise
20 C° :	1,00	„
38 C° :	0,68	„
94 C° :	0,30	„

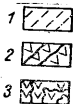
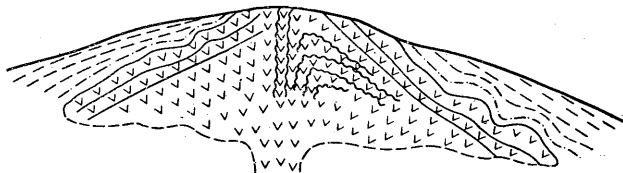
A magmának a nyomási lejtő létrehozásával kifejtett szívó hatása tehát az egész környezetre, felfelé és csapadékhatás nélkül is érvényesül.

A transzaporizáció a magmás folyamatokat kiterjedten és mélyrehatóan befolyásolja. Néhány hatását a következő két fejezet tárgyalja.

II. Magmás és metamorf kőzetek gömbös és sávos fázis-elkülönülése

A magma és a víz, valamint más könnyen illók egymásra hatásakor a két fázis kölcsönös oldódása közben gyakran közbeeső, nem oldható fázisok is jelentkeznek. Közismert példa erre a feleslegben levő vízgőznek önálló hólyagok alakjában való elkülönülése, vagyis a hólyagos [51], salakos, horzsaköves, litofizás és hasonló magmatitok képződése.

Ilyenkor azonban két vagy több folyékony, ill. részben szilárd fázis is egymásban oldhatatlanná válhat, ami sok eddig homályos eredetű kőzetfajta képződésének nyitja.



1. ábra. Lakkolitos kőzettípusok. Magyarázat: 1. agyagos-homokos mellékkőzet vékony kontaktóvval, 2. biotitos, zoizitos, palás hemiorthomagmatit, 3. sávos andezit — Lakkolithische Gesteinsarten. Erklärung: 1. Sandig-toniges Nebengestein mit dünner Kontaktzone, 2. Biotitisch-zoizitisch schieferiges Hemiorthomagmatit, 3. Gestreifter Andesit (Előzetes vázlat)

Ilyen fázisok keletkezhetnek egyrészt azért, mert a viszonylag gyors lehűlés következtében a két fázis számára nem áll elegendő idő rendelkezésre a kölcsönös teljes feloldódásra, másrészt azért, mert a könnyen illókkal a magmába kerülő egyéb alkotórészek a magma összetételét a jól olvadó elegyek pályájáról kitolhatják. Az alkálímész magmák jól olvadó pályáján ui. a növekvő közetsavanyúsággal a kovasav- és alkáliatartalom együttesen növekedik. A kovasav-tartalom emelkedése megfelelő mennyiségű alkália nélkül tehát oldhatatlan fázist hoz létre.

Ilyen esetekben az oldhatatlan fázis keletkezése a kolloidkémiából ismert szinerézishez hasonló szakaszos szételegyedést eredményez. Ez a szakaszos szételegyedés gömbös vagy sávos szövet kifejlődésében nyilvánul. Egyirányú gravitációs erőterben sávos szövet, minden irányú nyomás hatására gömbös szövet keletkezik.

Ilyen eredetűnek tetelezzük fel a variolitos szövetű diabázokat és bazaltokat, amelyekben az eredetileg nedvesebb fázis termékeit az ilmenitből és kloritból felépített sötét gömbök alkotják. Ide sorolhatók egyes ritkább gömbös szövetű andezitek is, amelyet Csaszko M. a Börzsöny-hegységben, a szobi Csákhegy egyik kőfejtőjében talált.

Víz-tartalmú, merev, szilárd anyagok esetében szemcsés szételegyedési szövet keletkezik kőzet-metamorfózis alkalmával pl. a kontakt csomópala esetében, amelyben a nedvesebb fázist a finomabb szemű, elsősorban emiatt sötétebb színűnek látszó csomók képviselik. Ilyen kőzet a magmás hatás alatt álló kőszenterületeken gyakori koks-szemcsés vitrites-kőszén is.

A sávos fázis-elkülönülés gyakori jelenség a következőkben tárgyalandó perlités kőzetek esetében. Hasonló mechanizmussal keletkeznek sajátságos sávos dacitok, ill. andezitek a lakkolitok legkülső párhuzamos szövetű magmatit pereme alatt (1. ábra). Részletes ismertetésük külön tanulmányt igényel.

Valószínűleg a sávos fázisfelkülönülések sorába tartoznak egyes alkálíkőzetekre, pl. a lujavritra jellemző szalagos szövetek is. Az ultrabázitok szalagos szövetei azonban nem ilyen diffúziós fázis-szétkülönülés hatására jönnek létre, hanem egy külön dolgozatban tárgyalandó izzónfolyó szedimentációs mechanizmussal. Ugyancsak nem tartoznak e jelenség körébe a különböző bomlásos, sávos kőzetképződések sem.

III. A magmás kőzetek rendszerének kibővítése

A magma és a víz egymásra hatásának vázolt jelenségei a kőzetrendszerrel is érintik. A magmás kőzetek eddigi rendszere csak a magma saját endogén víztartalmával számolt. Ez az eredetileg nyilván kismennyiségű mélységi víz (lásd az IV. fejezetet) csak a főkristályosodás után halmozódhat fel annyira, hogy a kristályosodásban jelentékeny szerepet nyerjen. A magmás kőzetek eddigi hőmérsékleti beosztása a folyósmagmás, pegmatitos, pneumatolitos és hidrotermális stádiumok elkülönítésével ezt a felfogást tükrözi.

Az előző fejezetekben kifejtett szemlélet alapján azonban a víznek jelentékeny szerepe lehet kezdettől fogva a feltört magma kristályosodásában. Vannak tehát a magmás kőzetek 4 stádiumának eddigi kategóriáiba be nem sorolható olyan kőzetek is, amelyeket a transzaporizációs víz-gőz bőségesebb jelenléte miatt a kristályosodási hőmérséklet-tartomány jelentékeny megnövekedése jellemez. Ezek kristályosodása nem fejeződik be a folyós magmás hőmérsékleten, hanem a pegmatitos, pneumatolitos, sőt esetleg a hidrotermális fázisban is folytatódik. Azokra a kőzetekre, amelyek a folyósmagmás hőmérséklettől mintegy a pneumatolitos hőmérsékletig kristályosodnak, a *hemiorto* magma *tite* elnevezést javasoljuk, azokra pedig, amelyek kristályosodása még a hidrotermális hőmérsékleten is tart, a *hipo* magma *tite* elnevezést alkalmazzuk.

A hipomagmatitok sajátosságai nyilván sok tekintetben hasonlóak a hidrotermálisan utólag elbomlott kőzetekéhez. A hipomagmatitoktól tehát élesen elkülönítendőek azok a kőzetek, amelyek kristályosodása a folyósmagmás hőmérsékleten teljesen befejeződött és a kész ortomagmatit állapot elérése után utólag, a fizikai-kémiai viszonyok alapvető változása esetében bomlottak el hidrotermálisan, vagy mállottak el hidrikusan. Míg tehát az orto-, hemiorto- és hipomagmatitokat egyetlen összefüggő genetikai aktus hozza létre, addig az utólag elbomlott magmatitok képződése két élesen elkülönülő stádiumra oszlik. Utóbbiakra a *metamagmatit* kifejezést javasoljuk és pedig a hidrotermális elbomlás esetében — minthogy az a földkéregben, túlnyomóan hasadékok mentén történik — az *endometamagmatit* kifejezést, a száraz vagy vízzel borított felszínen elmállott, ill. elbomlott kőzetekre pedig az *exometamagmatit* elnevezést. Természetesen ezek az elnevezések csak azokra a bomlott, ill. mállott kőzetekre alkalmazhatók, amelyek uralkodó jellemvonásai még kétségtelenül magmatitosak és így a kőzetek hármas főbeosztása — magmatit, metamorfitt, szedimentit — esetében még a magmatitokhoz sorolandók. Így nyilvánvalóan nem érinti ez a beosztás a mállás folyamán keletkező talajféleségeket, a talajtani A és B szint termékeit. Ellenben az exometamagmatitok közé tartoznak az ajánlott nevezéktan szerint a magmatit-aljzatot keletkezett talajtani C szint kőzetei.

Nem okozhat zavart a kőzetek elnevezésében a metamagmatit kifejezés a kristályos palák körébe tartozó metamorfitek felé sem. Az igazi metamorfitek ui. eredetük szerint lehetnek orto- és para-, ill. pontosabban plutono-, vulkáno- és szedimento-metamorfitek s így nevezéktanilag sem téveszthetők össze a metamagmatitok két csoportjával *metaplutonitokkal* és *metavulkanitokkal*. Míg tehát a hipomagmatit képződése valódi magmatit-kőzettévalási folyamat, addig a metamagmatitok képződése az epigenezis körébe (Vadász) tartozik.

A transzaporizációs hipomagmatizmussal nagymértékben kiszélesedik az ún. „endogén kontakt” folyamatok fogalma és földtani jelentősége. A következő fejezetben felsorolt adatok is elégségesek annak bizonyítására, hogy az endogén kontaktusnak nevezhető képződmények szerepe a földkéregben sokkal nagyobb az eddig gondoltnál. A valóságban azonban ilyenkor rendszerint nem is lehet endogén „kontaktmetamorf” kőzetekről beszélni, mert nem a szilárd fázis, hanem még a folyékony, olvadék fázis változik meg: nem egy meglévő kőzet alakul át, hanem új magmatípus fejlődik ki. Az ún. endogén kontakt kőzetek túlnyomó része tehát az új önálló kőzetcsoportba, a hipomagmatitok közé sorolandók.

Minthogy a nedvesség-tartalmú mellékkőzet sokkal gyakoribb a szubvulkáni mint a plutóni viszonyok közt, ezért a hipo- és metavulkanitok feltehetőleg gyakoribbak a hipo- és metaplutonitoknál.

A magmatitok itt javasolt rendszerét tehát a hozzávetőleges kristályosodási hőmérséklettel kifejezve, a következő áttekintéssel jellemezhetjük:

1200—700 C°-ortomagmatit	1100—400 C°: hemiortomagmatit
700—550 C°-pegmatit	
550—400 C°-pneumatolit	1100— 50 C°: hipomagmatit
400— 50 C°-hidrotermalit	
1200—700 és 400—50 C°: endometamagmatit	
1200—700 és 50: C° alatt exometamagmatit	

Az ortomagmatitok jól kidolgozott hatalmas rendszerére itt szükségtelen kitérni. Ebben a dolgozatban a hemiortomagmatitok, valamint a hipo- és metaplutonitok kérdésével sem foglalkozunk. Külön tanulmányt igényel ui. sok ún. alkáli-és telérokőzet, valamint ultrabázis hemiortomagmatitos jellegének kifejtése. Itt azt is csak röviden említhetjük meg, hogy a hipovulkanitok közé tartozik sok szerpentin és az esmeraldit, míg más szerpentinek és a „greizen” a megfelelő metaplutonitokat képviseli.*

Itt elsősorban az általunk eddig összefüggéseiben tanulmányozott hipo- és metavulkanitokról szólnak.

IV. Az eddig vizsgált hipovulkanitok

A pontonként leírt hipovulkanitok sokfélesége közti összefüggések áttekintése végett először röviden vázoljuk a fő folyamatok hatásmechanizmusát.

A magmába kívülről bevándorló transzaporizációs könnyen illókg legfontosabbika a víz. A víz hatására a hőmérséklet és a közeg savanyúsági foka szerint különböző, főleg hipomagmás kőzetek keletkeznek.

Ha a víz a magmába megmerevedésének túlnyomóan csak a kezdeti szakaszán hatol be és így hatását főleg nagy hőmérsékleten fejt ki, úgy savanyúbb közegben biotitos-epidotos (zoizites) magmatitok keletkezhetnek, amelyek nagyobb részét a hemiortomagmatitokhoz sorolhatók. Lehetséges, hogy a savanyú kémhatás a kezdeti nagy nyomáson jelentkező hirtelen nagy vízgőz-koncentrációval áll összefüggésben, amennyiben ilyenkor a bőségben jelenlevő víz az alkáliákat kioldja.

Ha magma a nedvességet a kristályosodás hosszabb szakaszán át és lassanként veszi fel, úgy az még hidrotermális hőmérsékleten is jelentékeny hatást fejt ki. Ilyenkor kb. semleges közegben kloritos, szerpentinek, klorovulkanitok keletkeznek, pl. a hipovulkanitos propilit (lásd alább).

* A mellékkőzetek tekintetbevételével külön tanulmányt igényel, hogy az abisszikus kőzetek Ferdman és Dörfler által megvilágított [57] földpát-muskovit-zoizit hidrotermális paragenézisei tekinthetők-e részben transzaporizációs folyamat termékeinek?

I. táblázat

H I P O V U L K A N I T O K		V U L K A N I		M E T A V U L K A N I T O K	
Magma jelleg ↑	Megmerevedés		Bomlás-mállás		Endometavulkanitok
	ögyogagos-homokos közvetben nagyobb kisebb h ó m e r s e k l e t e n	szerves ögyog-ill. karbonát tartalmú közvetben nagyobb kisebb	víztartalmú közvetlen	vízben	
Bazaltos	(Ércperido- Kloro- titos bazit?) dolerit	Karbo- dolerit	?	Analcim- bazalt	Spilit, ofiolit
Andezites	Zoizitos-biotitos peremfácies	Karbo- andezit	Szulfó- andezit		
Dacitias	Hipovulkanitias propilit	Karbo- dacit	Szulfó- dacit		
Riolitias	?	?	?	(Perlit- szurokká- horzsoká?)	Perlit- szurokká- horzsoká
					Pseudogglomerulum-Pseudodatufa (Gömbös elválású vulkanit) (Láva breccsa) Opacitas metavulkanit Endo-oxivulkanit Endo-Leukovulkanit Kloro (meta)vulkanit (metavulkanitias propilit) Hidrotermális bentonit Hidrotermális koalinit Kovásodás
					Oxivulkanitok Leukovulkanitok
					Halmirolitias bentonit
					Oxi- andezit Oxi- dacit
					Talajképződés

Ha a nedvesség a magma kristályosodásának főleg előrehaladottabb szakaszában fejt ki hatását, úgy először kb. pneumatolitosan a földpátok elbomlanak, miáltal az oldat a földpát alkáliáinak hatására, különösen csekélyebb nedvességtartalom esetében lúgossá válik. Ebből az oldatból kisebb hőmérsékleten az elbomlott földpátok anyagának hidratációjával zeolitok keletkeznek. Így alakul ki többek közt az analcimbazalt típusba sorolható kőzeteknek feltehetőleg túlnyomó többsége.

Ha a transzaporizációs nedvesség mennyisége nagyobb fokú kimosást is lehetővé tesz, úgy a földpátokból ún. „agyagásványok” keletkeznek. Így jönnek létre a kimosás mértéke és az ezzel kapcsolatos p_H érték szerint először az illites, ill. a montmorillonitos, majd a kaolinitos hidromagmatitok. A hidromagmatitok túlnyomó része metamagmatikus képződmény (V. fejezet), de vannak hipomagmás hidromagmatitok is. Ilyenek találhatók pl. a nagy illó mennyiséget szolgáltató kőzetenek kontaktusában (lásd 183. oldalon az 5. pontban).

Az elmondottakból feltehető, hogy a hőmérséklet és talán az elért maximális nedvesség-koncentráció csökkenésével a bomlás a sötét szilikátokról mindinkább a földpátokra terjed át. Eszerint a sötét szilikátok és egyéb vasásványok tehát nagyobb hőmérsékleten víz jelenlétében, savanyú redukív közegben nem állandóak, a keletkező oldat kisebb hőmérsékleten vízzel együtt kristályosodik klorit, biotit stb. alakjában.

A magmába kívülről bevándorló, exogén könnyen illók sorában a széndioxid is fontos lehet, főleg ha a magma organikus anyagokat tartalmazó üledékes kőzetekbe hatol. Emellett a behatoló magma körül nagyobb vízgőz nyomáson és hőmérsékleten (víz jelenlétében) a mellékkőzet karbonát-ásványai is oldódhatnak. Viszont a magmatitban a magmás lejtő irányában bevándorolt széndioxid hatására karbonátok keletkeznek éspedig — valószínűleg nagyobb hőmérsékleten — a vasszilikátok bomlásából sziderit, szferosziderit, a kalcium tartalmú szilikátokból kalcit. Az ilyen kőzetekre a karbovulkanit (pl. karboandezit, karbodolerit) elnevezést javasoljuk.

A környező kőzetekből, főleg az organikus anyagokat is tartalmazó üledékekből a magma hatására kén is felszabadulhat, amely a vasásványok bomlásából felszabaduló vassal piritet ad. Az így keletkező kőzeteket szulfovulkanitoknak nevezzük.

A karbovulkanitok úgy látszik inkább a kőzetenek kontaktus nagyobb hőmérsékletű részén, a szulfovulkanitok pedig azoknak hidegebb, az üledékes kőzethez közelebbi részén keletkeznek, míg a legkisebb peremet hidrovulkanitok alkotják (lásd az 5. pontot).

Az egyes hipovulkanitoknak rendszerint jellemző földtani megjelenési formájuk is van. Az eddig általunk felismert fontosabb hipovulkanit kőzettípusokat a növekvő nedvességtartalom és azon belül, a növekvő savanyúság sorrendjében a következőkben foglaljuk össze:

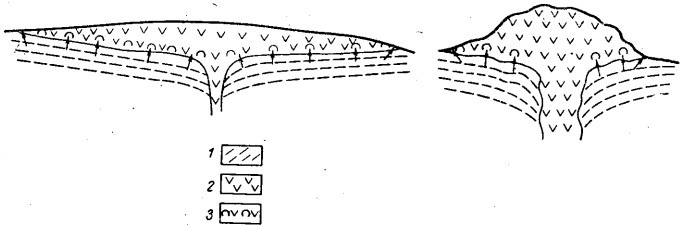
A) A láva nedvességtartalmú (üledékes vagy más) kőzetre folyik.

Ez az eset főleg a nagy lávatarókat alkotó bázisos, bazaltos vulkanitok esetében fontos. Az aljzattal kisebb felületen érintkező, nagyobb oldalas gőz-megszökést lehetővé tevő és kezdetben is feltehetően kisebb hőmérsékletű savanyúbb magmatest esetében alárendeltebb.

1. Ha bazaltos láva nedvességtartalmú kőzetre, pl. agyagos képződményre ömlik, úgy a láva hatására keletkező nagynyomású vízgőz a viszonylag gyorsan kristályosodó bázisos láva kristályosodásának főleg csak az utolsó stádiumában jut szerephez. A földpátok jellemző bomlása szakaszában, pneumatolitosan elsősorban a földpát elbomlik és anyaga később hidrotermálisan — mindössze 100 °C körül — kristályvíz-tartalommal zeolitiként újrakristályosodik. Ez vezethet sok, alapanyagbeli zeolitot tartalmazó analcimbazalt, valamint a bazaltüregeket kitöltő, fennőtt zeolitos ásványtársaság képződé-

séhez. Ilyeneknek szép példáit ismerjük Mauritz B. vizsgálatai [12, 13] alapján a Balaton vidékéről. Ezekkel az előfordulásokkal kapcsolatban egy képződési mechanizmust legújabbán részletesebben Erdélyi J.-sal [14] leírtunk (2. ábra). E képződési mechanizmus alapján érthető, hogy szárazabb, karbonátos kőzeteken, vagy régi, tömörödött üledékes és kristályos aljzaton, pl. a Kabhegyen és a nógrádi bazaltok nagyrészen nincs zeolitképződés.

Klűp fel [15] szerint a zeolit képződéshez nagyobb nyomásra van szükség, ezért a zeolitosodás a mélységben megrekedt „intruzív bazalt”-ot jellemzi. Az elmondottak szerint nagyobb nyomás a lávának nedvességtartalmú kőzetre történő kiömlése esetében is létrejön. Természetesen a zeolitképződésnek több egyéb módjával is számolni kell (lásd alább).



2. ábra. Bázisos lávatarakó transzpozorizációja. Magyarázat: 1. agyagos-homokos áttört üledékes kőzet, 2. bázisos lávakőzet, 3. hólyagos láva zeolitokkal — Transzpozorizierung einer basischen Lavadecke. Erklärang: 1. Durchbrochenes sandig-toniges Sedimentgestein, 2. Basisches Lavagestein, 3. Lava mit zeolithischen Mandelhöhlen

3. ábra. Savanyú dagadó kúp transzpozorizációja. Magyarázat: 1. agyagos-homokos áttört üledékes kőzet, 2. riolitos lávakőzet, 3. hólyagos láva perlitesezéssel? — Transzpozorizierung saurer Quellkuppen. Erklärang: 1. Durchbrochenes sandig-toniges Sedimentgestein, 2. Rhyolithisches Lavagestein, 3. Teils perlitisches(?) Lavagestein mit Mandelhöhlen

2. Savanyúbb magma-összetétel esetében az üledékes fekü transzpozorizációs hatása a már kifejtettek szerint rendszerint kisebb mérvű. Legvalószínűbbnek látszik, hogy ily körülmények között a perlit-szurokkő csoport egyes tagjai, ill. a fokozottabb oldalas gőzkifúvással kapcsolatos kimosás miatt esetleg leuko- és hidrovulkanitok (lásd az V. fejezetet) is keletkeznek (3. ábra).

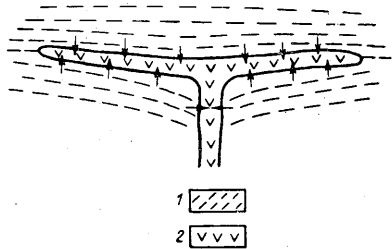
B) Szubvulkáni magmatömeg nedvesség tartalmú kőzetek közé hatolva merevedik meg.

3. Hígfolyós, bázisos magmaösszetétel esetében a magma a rétegek közt szétfolyva vékony magmatábla, ún. sill alakjában merevedik meg. A kőzettakaró jelenléte a lehűlési sebességet kissé csökkenti és így gyakran valamivel nagyobb szemű dolerites kőzet keletkezik. A lassúbb kristályosodásnak megfelelően a transzpozorizációs nedvesség a kristályosodásnak már valamivel korábbi állapotában hatást gyakorol. A mellék-kőzet összetétele szerint kloritos zöldkőves dolerit (klorodolerit) vagy organikus anyagot tartalmazó üledékes kőzetek közt karbodolerit keletkezik. Megfelelő körülmények — valószínűleg főleg nagyobb CO₂-tartalom esetében — a vastartalmú szilikátok helyett is sziderit, ill. szferosziderit jön létre (4. ábra).

A transzpozorizáción és nagyrészt ugyanazon szubvulkáni körülmények közt létrejött kloro- és karbovulkanitok közé sorolhatók a Lahn—Dill vasércterület ún. „keratofir”-jai és weilburgitjai, továbbá a kisalföldi Szany községbeli mélyfúrás

2000 m alatti kőzetmintáiban most fölmért karbodolerit és weilburgitós jellegű klorodolerit. Mindkét esetben megjelennek a „Schalstein”-nek nevezett kezdeti asszimilációs jellegű, üledékes kőzetekkel összegyúrt, vegyes magmás kőzetek (miktititek) is. Minthogy a Lahn—Dill területen genetikailag ezekhez a különleges kőzetekhez kapcsolódnak iparilag jelentős vörösvasérc, ezért fölvetődik a szanyi mélyfúrás helvétai réteg szintjében, ill. ennek kisebb mélységű folytatásaiban vasérc (és „keratofir”) megjelenési lehetőségének gondolata.

4. A bázisos kőzetek transzpozitivációs silljeinek van egy másik típusa is, amelyet zeolitos sill-típusnak nevezhetünk. Jellemző erre a típusra a sill nagyobb, többnyire 25—150 m vastagsága, komplex összetétele és héjas szerkezete. Legkivül mellékkőzetként többé-kevésbé kontaktosodott üledékes kőzetburrok van, ezen belül a tulajdonképpeni sill külső aprószemű bazaltos pereme, majd többnyire durvább szemű analcimdolerites, teschenites vagy analcim-olivindiabázos (krinanitos), azután esetleg pikrites kőzetövek következnek, legbelül pedig vagy egy analcimszienites mag található, vagy elszórva alkáliában dúsabb pegmatitos és analcimplitos erek (pl. lugarit) jelennek meg. A bázisos szubalkáli magmatitövek kristályosodását tehát belül mintegy felváltja a jellegzetesen alkáli jellegű magmatit képződése. Ezt a két kőzetféleséget egymástól néhol éles határ választja el, másutt fokozatos átmenet van közöttük.



4. ábra. Bázisos magmatittábla (sill) transzpozitivációja. Magyarázat: 1. agyagos-homokos mellékkőzet, 2. zöldkőes dolerit (klorodolerit) ill. karbodolerit — Sill aus basischem Magmatit. Erklärang: 1. Sandig-toniges Nebengestein, 2. Vergünsteinter Dolerit (Chlorodolerit) bzw. Karbodolerit

A típus legszebb képviselői Skóciából, ill. a Hebridák vidékéről ismeretesek. A Tyrell által leírt Lugar-sill, továbbá az ugyancsak általa ismertetett Howford Bridge-sill és annak szomszédai ugyancsak Ayreshireből, továbbá a Walker által leírt Shiant Isles silljei idetartoznak. Hasonló magmatekák ismeretesek Utahból (Gilluly), valamint Koreából is. A Drescher—Kaden által leírt grönlandi kaersuti alkáli-pegmatiterekkel és fészkekkel átjárt peridotit-sill is közeli rokonságban áll ezzel a típusal. [58—65]. Sőt a következő pontban említendő, befelé ultrabázissá váló összetett „fenyőfa szerkezetek” felé is átmenetei vannak.

Az eddigi feltevések ezeket a képződményeket nagy viztartalmú s így már eredetileg is differenciációra különösen hajlamos magmából származtatták. Azt is feltételezték, hogy a bázisos kőzet-öv magmája elsőnek tört fel és ennek megmerevedése közben következett egy második alkálimagmás intrúzió. Újabbán alkalmazták ezekre Bowen autóintrúziós feltevését is, mely szerint a kristályhálózat hézagaiból kipréselt magmaradékból jön létre az alkáliás kőzetmag, ill. az alkálipegmatit erek magmája. A magmaradék kiszorítását Bowen tektonikai hatásra, Tyrell a fedőnyomásra, Bayley pedig a könnyen illók nyomására vezette vissza. Drescher—Kaden a magna megmerevedése utáni laterálszekrécióval származtatja a peridotitból a kaersuti alkáli-pegmatitot.

Nyitott kérdés maradt azonban eme feltevések esetében is, hogy miért van a sillék magmájának különösen nagy víztartalma. Egy nagyobb mélységi magmatitömegnek

a könnyen illók felhalmozására alkalmas kiemelkedései, csúcsai feltevését a sillek alatt semmi sem indokolja. Másrészt nehezen lehet elképzelni a kétféle magma következetesen egy és ugyanazon sillbe való intrúzióját is, vagy akár az alkáli magmamaradéknak az ilyen sillekben történő rendszeres befelé préselődésének említett indítékait.

A transzverzaporáció elve szerint ezek a kérdések és általában e sajátságos sillek képződése elfogadható magyarázatot nyer. Az irodalmi adatokból megállapítható ugyanis, hogy mindezek a sillek bármilyen korúak is, mindig üledékes kőzet-környezetben merevedtek meg. A szomszédos, nedvességtartalmú üledékes kőzet pedig szükségképpen transzverzaporizációs hatást fejt ki a magmára, döntően meghatározva a sill jellegeit, kristályosodását és differenciációját. E szerint a sillek magmájának igen nagy nedvességtartalma nem valamilyen ismeretlen mélységi folyamat következménye, hanem exogén eredetű, nevezetesen a sillt körülvevő üledékes kőzetből származik. Az alkáli-magmatit kifejlődése a nem-alkáli bázisos kőzetből is szükségképp következik a transzverzaporizációból. Ennek következtében ui. az üledékes perem felől benyomuló nagynyomású vízgőz a kristályosodó magma ásványszemei közti hézagokból a vízgőz hatására mindinkább higfolyóssá váló magmamaradékot, fokozatosan a sill belsejébe szorítja. Így a bázisos analcim-szienites mag, ill. alkáli-pegmatitos erek alakjában merevedik meg. A magmamaradék alkáli-tartalmát egyébként a környező üledékből elsősorban kioldott alkáliák is szaporítják.

A bázisos buroknak néha befelé ultrabázisosná váló összetétele is a transzverzaporizáció szükségszerű következménye, amint azt az egyik következő (6.) pontban a fenyo-fszerkezetű magmatestekkel kapcsolatban ismertetjük.

Mi okozta azonban, hogy a transzverzaporizált bázisos magmájú sillekben némelykor ezek a zeolitos kőzetek jönnek létre a földpátok részbeni bomlásával, máskor viszont az előbbi pontban tárgyalt klorodolerites kőzetek keletkeznek a sötét szilikátok kloritos helyettesítésével? Ez a transzverzaporizációs víz p_H különbségére vezethető vissza. A zeolitok képződéséhez tudvalevőleg erősebben lúgos közeg szükséges, míg a kloritok és szericit optimálisan semleges, ill. gyengén savanyú, legfeljebb gyengén lúgos közegben jönnek létre. Vékonyabb sillek esetében egy adott magma térfogatra viszonylag nagy határfelület és így nagyobb transzverzaporizációs vízmennyiség jut. Ilyenkor az üledékből származó fölös víz eredeti kb. semleges kémhatását a magmából, ill. földpátjaiból kioldódó alkáliák felvétele nem változtatja meg lényegesen. A vékony sillek tehát inkább a kloritosodott dolerit képződésének kedveznek. Vastagabb sillek esetében viszont a nagyobb magmatömegre térfogategységként kisebb transzverzaporizációs vízmennyiség jut. A kevesebb víz a magmából, ill. a magmatit földpátjaiból kioldódó alkáliák hatására erősebben lúgossá válhat és így a vastag sillek a zeolitképződésre alkalmas közeget hoznak létre. Valóban az eddig ismert zeolitos sillek mindegyike nagyobb vastagságú.

Számítani kell emellett az üledékes kőzetből kioldódó alkotórészek pl. alkáliák hatásával is. Ezért általában a transzverzaporizációs szemlélet alapján a jövő magmatitgenetikai vizsgálatokban nem mellőzhető a mellékkőzet kémiai-ásványtani sajátságainak összehasonlító tanulmányozása.

5. A karbon- és klorovulkanitok nincsenek kizárólag határozott dolerites-bazaltos összetételhez, sem pedig a magmatit-táblához (sill) kötve. Kifejlődhetnek sokkal savanyúbb összetétel esetében is. Így karboklorovulkanitoknak minősíthetők a Lahn—Dill terület említett (180. o.) kloritos-muszkovitos vaskarbonátos ún. keratofirjai [17].

Másrészt karbon- és klorovulkanitok teléres magma-kifejlődése esetében is megjelenhetnek. Karbovulkanitok különösen a magmának kőszénnel való érintkezésén keletkeznek a kőszénből származó széndioxid és egyéb könnyen illók hatására. Ilyen

eredetű karbotrachidoleritnak minősítendő a komlói trachidolerit-teletelések közén melletti endogén kontakt terméke, amelyet Székyné Fux V. írt le [35]. Nagybátony vidékén a barnaköszén és andezit érintkezésén karboandezit övön kívül vékony szulfo- és hidroandezit öv is kifejlődik, amelyek leírása (Pók a T.) folyamatosan van.

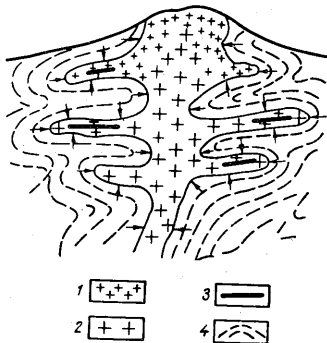
Az eredetileg nedves kőzeteken áttört kőzzettelérek és kürtők anyaga azonban nem mindig mutat transzaporizációs hatást, hemiortomagmás vagy hipomagmás kifejlődést. Ha ui. az ilyen magmatömegeket felvezető csatornákon nagy magmamenység vándorol át, úgy a mellékközet víztartalmának transzaporizációs hatását az elsőként áthaladó magmatömeg meríti ki és az általa kiszáritott kontaktmetamorfizált mellékközet a később benyomult telérkitöltést többé már nem transzaporizálhatja. Ezen az alapon talán megkülönböztethetők lesznek a nagy magmatömegeket felvezető főkürtök és kőzzettelérek a rövid életű kőzzettelérektől és mellékkürtöktől.

6. Ha bázisos magma nagyobb mélységben — különösen gyűrt orogén területen — agyagos kőzetekbe hatol, úgy bonyolultabb, többemeletes, összetett, „lakkolitszerű” magmatest keletkezhet (5. ábra). Az üledékből származó nedvességtartalom ilyenkor a kristályosodásnak csaknem egész folyamatán keresztül kifejtheti hatását és általa a magma erősen differenciálódik. Minthogy nagyobb hőmérsékleten nedvesség jelenlétében nem keletkeznek vas és titán ásványok, ezért először a földpátok kristályosodnak és pedig főleg a magmatestnek gyorsabban hűlő peremén. A peremeken tehát földpátban gazdagabb, savanyúbb kőzet keletkezik.

A hidroxiltartalom hatására csökkent potenciálú vas- és titán vegyületek csak később, a kristályosodó magmatest melegebb belsejében válnak ki és hozzák létre víztelenedés után az ércben gazdagabb kőzeteket, pl. a Bükk hegységnek Szentpétery által részletesen leírt titánvasban gazdag ércperidotitjait [36]. Így keletkezhetnek azok a középen ércben gazdagabb kőzeteket tartalmazó magmatittestek, amelyeknek példaként Lengyel E. a szarvaskői ércperidotitos „fenyőfászerkezetet” kimutatta [37]. Lengyel utalt arra, hogy másutt is ismeretesek agyagpala környezetű titánérces bázitok-ultrabázitok. A mellékközet agyagpálás jellege azonban a titánérces összetett sílek képződése esetében sem tekinthető döntő feltételnek, már csak azért sem, mert az agyagpala utólag is átkristályosodhat kristályos palává.

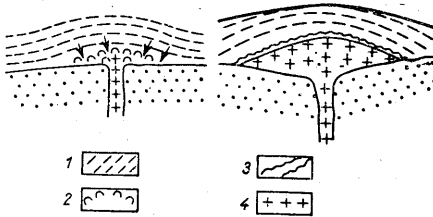
A bázisos magmák kristályosodási sorrendje ily módon a nedvesség hatására lényegesen megváltozhat, csaknem ellentétessé válhat, ami a diabázos kőzetek jellemző ofitos szövetének keletkezését is bizonyos tekintetben megvilágítja.

7. Ha neutrális összetételű, tehát viszkozusabb magmatömeg hatol nagy nedvességtartalmú, tehát rendszerint felszínközeleli és legalábbis részben agyagos kőzetbe, úgy gőzsapka keletkezik a viszkozitása miatt renyhébben mozgó és szélesebb kürtőt alkotó magmaoszlop felett. A magma a gőzsapka által oldalasan megnyitott úton a rétegek közé hatol és a fedőt megemelve lakkolit alakot ölt (6. ábra). Az így szögfejszerűen kiszélesedett magmatest felfelé továbbhatolását a fedő agyagos kőzet és a belőle



5. ábra. (Ultra)-bázisos „fenyőfászerkezet” (részben Lengyel E. után). Magyarázat: 1. diabáz, 2. gabbro, 3. ércperidotit, 4. gyűrt agyagpala — (Ultra)básische „Tannenbaum”-Struktur (z. T. nach E. Lengyel). Erklärung: 1. Diabas, 2. Gabbro, 3. Erzperidotit, 4. Gefalteter Tonschiefer

kiáramló gőzsapka ellennyomása lefékezi. Ez a mechanizmus itt mellőzött részleteiben kielégítően megvilágítja a lakkolit képződésnek sokat vitatott, megoldatlan kérdését és összhangban van azzal az eddig észrevétlenül maradt jelenséggel, hogy a lakkolitok könnyen illókkban gazdag, túlnyomóan agyagos eredetű kőzet-környezetben jelentkeznek. A kérdést részletesebben a dunabogdányi Csódihegy példája kapcsán Kubovics I.-vel, Pesty L.-val és Ravasz Cs.-val [16] ismertetjük.

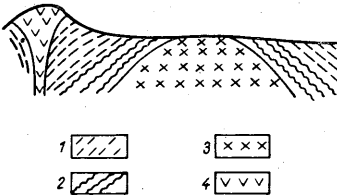


6. ábra. Lakkolit-képződés. M a g y a r á z a t: 1. agyagos-homokos mellékkőzet, 2. gőzsapka, 3. kontakt öv, 4. neutrális magma, ill. magmatit — Lakkolithbildung. E r k l á r u n g: 1. Sandig-toniges Nebengestein, 2. Dampfkappe, 3. Kontaktzone, 4. Zentrales Magma bzw. Magmatit

A folyamat kezdetén keletkező nagynyomású gőzsapka a lakkolit megmerevedésének főleg a kezdeti stádiumát befolyásolja. A gőzsapka kifejlődése után ui. kisebb hőmérsékleten további jelentékeny nedvesség-tartalom a környező kőzetből már nem szabadulhat fel és így a kristályosodás túlnyomóan hemiortomagmásan befejeződik. A gőzsapka az agyagból kioldott kovással és alkáliakkal a magmatest peremén biotitot és a földpát kalciumával zoizitot hozhat létre (pl. dunabogdányi Csódihegy, szobi Csák-hegy). Ez a biotitos zoizitos peremi vulkanit (1. ábra) nem hipomagmás kőzet, hanem hemiortomagmatit.

8. Ha a nedvesség-tartalmú környezetbe hatoló neutrális viszkózusabb magma nagyobb mélységben megreked, úgy ott a nagyobb nyomásnak megfelelően gőzsapka helyett forróvízes fluid oldat keletkezik. Ilyenkor a magma lakkolit helyett kevésbé szabályos szubvulkáni testet, konolitot alkot. Minthogy most a forróvízes oldat a nagy-

nyomású gőzsapkától eltérően nem préselődik hirtelen a magmatömegbe, hanem abba lassan diffundál, ezért a kristályosodás menetét a nedvesség hosszabb ideig, kisebb hőmérsékleten is befolyásolja. A kőzetben tehát klorit, esetleg szerpentin, epidot, szericit és karbonátok keletkeznek. Így jön létre a propilitok egyik csoportja, az önálló szubvulkáni tömegeket alkotó hipovulkánitos propilit-test, amelynek rendszerint széles kontakt udvara van túlnyomóan agyagos eredetű mellékkőzetben. Ilyent először az Avas-hegységben Visk közelében figyeltem meg [18] (7. ábra).



7. ábra. Hipovulkánitos propilit-test (Viski szelvényből). M a g y a r á z a t: 1. fiatal agyagos-homokos üledék, 2. kontakt pala, 3. propilit, 4. andezit — Hypovulkanitischer Grünsteinkörper (aus einem Visker Profil des Verf.-s.). E r k l ä r u n g: 1. Junge sandig-tonige Sedimentgesteine, 2. Kontaktschiefer, 3. Grünstein, 4. Andesit

A propilitisedésnek van azonban egy másik módja is, a következő fejezetben leírandó metavulkanitos propilitisedés. A propilit-képződés régi vitája tehát abban oldható fel, hogy mindkét álláspont által jellemzett propilitképződéshez közelálló mechanizmus megtalálható a természetben. A hipovulkanitos propilit nagyjából megfelel a Richthofen [19], Pálffy [20], Bürg [21] és Schneiderhöhn [22] által jellemzett propilitképződésnek, azzal a különbséggel, hogy azt túlnyomóan nem a magma saját endogén könnyen illói által okozott autometamorfózis hozza létre, hanem a transz-vaporizációs folyamattal a környezetből a magmába hatoló könnyen illók.

Mínt hogy a víz kritikus nyomásának, 218,5 atmoszférának kb. 800 m vastagságú 2,7 fajsúlyú kőzet rétegyomása felel meg, első közelítésként feltehető, hogy a gőzsapkás lakkolit és propilites konolit képződésének határa kb. ebben a mélységben van. Mínt hogy azonban ennél a szilárd kőzetre ható geoztatikus nyomásnál a kőzetüregekben elhelyezkedő folyadékfázisra ható hidrosztatikus nyomás mindig kisebb, Kertai Gy.-gyel feltehetjük, hogy a hipomagmatitos lakkolitképződés határa gyakorlatilag 800 m-nél nagyobb mélységben van.

9. Savanyú magmának nedvesség tartalmú kőzetekbe hatolása esetében feltehetőleg a perlitesszurokköves csoport tagjai, ill. nagyobb mélységben talán a Lahn terület említett keratofirjaival rokon „muszkovitos”-kloritos hipovulkanitok keletkeznek (lásd alább). Utóbbi esetleg nagyobb óceáni mélységre is érvényes.

C) A láva vízbe ömlik.

A transz-vaporizációs hatás ilyenkor a legnagyobb.

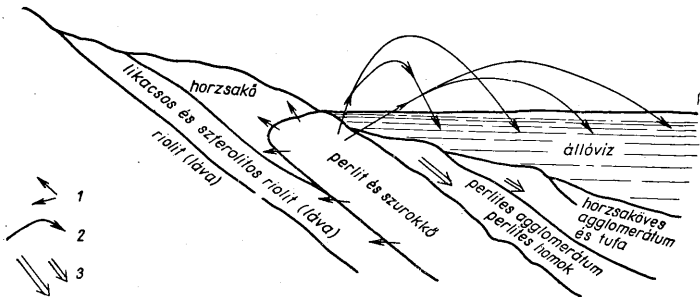
10. Ha bázisos láva a mély óceán fenekén tör fel, a geoszinklinális fázisban, az iniciális vulkanosság képviselőjeként, úgy a nagy nyomás miatt nincs gőzfejlődés. Az augitból, amfibólból, biotitból, ill. ezek helyett klorit keletkezik, a bázisos plagioklász helyett pedig a tengervíz nátriumos oldata hatására albit s emellett epidot, esetleg kalcit. A folyamatot tehát a spilitek és ofiolitok képződése jellemzi, amelyekről legújabbban Amstutz adott mélyreható elemzést [23].

11. A bázisos magma kisebb mélységű tengerben feltörve erős gőzfejlődéssel a lávakőzet mellett valószínűleg bőséges piroklasztit tömeget is szolgáltat. Lehetséges, hogy a párnás láva (pillow lava) képződése részben vagy egészben ebbe a típusba tartozik. Viszont Klüpfel a pillow lava-t gömbös bazaltnak nevezi s ennek általa közölt ábrája a VII. fejezetben tárgyalandó gömbös elválású vulkanitnak felelhet meg a pseudoagglomeratum-képződéskor is jelentkező agyagos elbomlással. A kérdést magyarországi példák hiányában eddig közvetlenül nem tanulmányoztuk.

12. Sekélyebb vízbe ömlő savanyú láva ugyancsak óriási gőzfejlődést hoz létre nagy nyomáson és a lávát felkavarja. Így a víz a lávával keveredik, sőt a nagy gőznyomás következtében a lávába bepréselődik. Az ilyen módon csökkent viszkozitású és olvadáspontú lávában a bepréslés és belekavart víz azután diffúziósan méginkább szétoszlik, amit a magma és víz érintkezése nyugodtabb szakaszában a Leidenfrost jelenség is elősegít. Így keletkezik — 3 tényező, a keveredés, bepréslődés és diffúzió hatására a láva és víz érintkezéséből — a perlitnek és a vele gyakran szakaszosan váltakozó szurokköves, horzsköves övből vízgőz hatol a látatómög belseje felé is s létrehoz egy likacsos malomköves, részben pedig szferolitos riolit kifejlődést. Ez a képződési mechanizmus érthetővé teszi a perlitesszurokköves kőzettestek rendkívül feltűnő gyors kőzettani változékonyságát.

A szferolitós riolit ilyen képződése jól összeegyeztethető Lengyel E.-nek szferolitképződési kísérleteiből [66] adódott feltevésével, mely szerint a szferolitképződést az oldószer gyors párolgása és az azt 60—110°-on követő dehidráció segíti elő. Az eredeti és az átnedvesedett láva határán erre leginkább lehetőség van.

A rohamos vízgőz fejlődés robbanásokkal, a láva szétfreccsenésével jár s így a perlites lávafront külső oldalán piroklasztiként rakódik le a perlithomok, a perlites riolit agglomerátum, távolabb pedig a horzsaköves agglomerátum és a riolituffa (8. ábra). Természetesen riolitagglomerátum és a perlithomok más módokon is képződhet. A perlithomok keletkezésében a tektonikai mozgásnak is nagy szerepe lehet, Scherf E. és Kubovics I. felfogásának megfelelően. Scherf E. a perlithomokat Telkibánya vidékén főleg tektonikai vonalak mentén találta. A 8. ábrán



8. ábra. A riolit, perlit, szurokkő, horzsakő és piroklasztijának viszonya. Magyarázat: 1. gőz áramlás, 2. piroklasztit szórás, 3. tektonikai mozgás és közetcsuszamlás — Verhältnis von Rhyolith, Perlit, Pechstein und Bimsstein und ihrer Pyroklastiten. Erklärung: 1. Dampfstrom, 2. Aus-schleuderung von Pyroklastiten, 3. Tektonische Bewegung und Rutschung

feltüntetett köztetsorozat szerint is a perlithomok éppen a szilárd riolitós-perlites öszlet és a laza agglomerátumos sorozat határán, tehát a tektonikus elmozdulásra legalkalmasabb szakaszon jelentkezik és így a perlithomoknak elsősorban tektonikus morzsolódásos keletkezése valószínű.

13. Viszonylag ritkának látszik a vízbe ömlő neutrális összetételű láva. Ez a folyamat is valószínűleg perlitesedéssel és talán bentonitosodással, nagyobb vízmélységben esetleg zöldkövesedéssel jár. Újabbban Chesterman [24] utalt arra, hogy perlites kifejlődése lehet az andezitnek és dácitnak is. (Lengyel E. szíves szóbeli közlése szerint ő is megfigyelt a Tokaji-hegységben perlites andezit kifejlődést.) Sekély mocsár-vízbe ömlő andezitláva montmorillonitosodásának példáját a Szinyák hegységben, Ungvár közelében figyeltem meg.

Míg az iniciális bazaltos láva óceáni kitérése éppúgy a normális földtani fejlődés sorába tartozik, mint a riolitós lávák túlnyomó részének víz alatti kitérése — ez utóbbira másutt térünk ki —, addig a neutrális andezites erupcióknak nincs ilyen szoros okozati kapcsolata a kitérés víz alatti jellegével. Ezért az andezitláváknak víz alatti hipovulkanitos képződése viszonylag ritkább jelenség.

Áttekintve a fontosabb hipovulkanitokat, bizonyos fokozatosságot állapíthatunk meg a nagyobb intrúziós mélységek felől a kisebbek felé — és a bázisos magmaösszetétel felől a savanyúbbak felé haladva. A kristályossági fok úi. az említett irányokban többé-

kevésbé csökken, ugyanakkor a nedvességtartalom növekedik. Ez részben kézenfekvő is, mert a lassabban hűlő, mélyebb és kevésbé viszkozus bázisos tagok kristályossági foka tudvalevőleg szükségképpen nagy. Viszont endogén-magmás vízzármaztatás esetében nehezen lenne érthető, hogy miért a nagy víztartalmú hipovulkanitok kristályossági foka kicsiny, amikor a könnyen illók a kristályossági fokot tudvalevőleg növelik. Ha azonban a vizet kívülről, felülről származtatjuk, úgy az ellentmondás eltűnik, mert a külső víz hűtőhatása csökkenti a kristályosságot.

Az itt adott felsorolás természetesen még távol van bármilyen rendszertani teljességtől. A további vizsgálatok a hipovulkanitoknak nyilván sokkal nagyobb változatosságát és a metavulkanitokkal való összeszőződését fogják bizonyítani. A hipovulkanitok kristályosodása után újabb hasadék- és telér képződés jelentkezhet, ami metavulkanitos átalakulásokhoz vezet.

V. A fontosabb metavulkanitok

A III. fejezetben kifejtett nevezéktan szerint az ortomagmás kőzetek felszíni mállása az exometavulkanitok képződéséhez vezet, míg a kéregben való bomlása az endometavulkanitokat hozza létre. Az utóbbi folyamat nagyobb intenzitásúvá, kimosásos jellegűvé főleg közethasadékok, telérek és tektonikai mozgási övek mentén válik. A növekvő kimosás a kovav kioldódásával jár és a folyamat intenzitása szerint az agyagásványok ismert sorát hozza létre: földpát → illit → montmorillonit → kaolinit → bauxitásványok. A kisebb koncentrációnál még lúgos közeg (montmorillonit képződés később — az alkáliák kimosása következtében — fokozatosan savanyúbbá válik (kaolinit képződés), majd az oxidatív hatások túlsúlyra jutásával mindinkább a bauxitásványok jönnek létre.

Míg tehát a hipovulkanitokat a könnyen illóknak transzvizaporizációs beszívárgásával, túlnyomóan a nagy hozzáadással jellemezhetjük, addig a metavulkanitok esetében az utólag ható könnyen illók kimosó szerepe az uralkodó. Így a metavulkanitokban szelektív a nagy elvitel következtében sokszor a magmás alkotórészek eredeti arányai is lényegesen megváltoznak.

A) Exometavulkanitok

1. Az exometavulkanit képződése a száraz földön erősen oxidáló közegben, elsősorban vulkáni kráterekben, ill. azok közelében a változó vegyértékű vasat tartalmazó ásványok (hidro) hematitos elbomlásához vezet, ami által a vörös vulkanitok egyik faja, az oxivulkanit keletkezik. Ennek miocénkori példáit a Mátrából, a Börzsönyből és a Dunazug-hegységből ismerjük, míg jelenkori képződéseit a Paricutin fumarolái körül Pantó G. figyelte meg [25].

Hosszantartó szárazföldi mállással a kőzet különböző átmeneti stádiumokon keresztül haladva végül elveszti vulkanit jellegét és talajjá alakul.

2. A vulkanitok tengervíz alatti halmirolitos bomlása kevésbé mélyreható átalakulással átszellőzött vízben ugyancsak oxivulkanitot hozhat létre, ami a víz leszívárgásával nagyobb kiterjedést nyerhet. Ilyen esetet ismertünk Székyné Fux V.-val, Bologh K.-nal és Herrmann M.-tal a komlói andezit példáján [26]. Az előbbi pontban tárgyalt oxivulkanitoktól eltérően, ez a típus inkább limonitos oxivulkanit.

A földtani kor növekedésével az oxivulkanitosodás is gyakoribbá válik. Ezért feltehetőleg nem ritkák az oxiporfiritek.

3. Intenzívebb víz alatti bomlás, valamint felszíni mállás a változó vegyértékű vas jelenléte miatt legkönnyebben mobilizálható vasvegyületek egy részének elbontásával,

elsősorban az alapanyag finomszemű ércanyagának eltávolításával a kifakult fehérés leukovulkanitot hozza létre.

4. Még hosszabban tartó és mélyrehatóbb kimosással a kovasav eltávolítása is megkezdődik és ilyen módon keletkezik a közismert halmirolitos bentonitok nagy része, úgy andezites, mint dácitos és riolitos kőzetekből.

B) Endometavulkanitok

Endometamagmatitok részben az oldatokat vezető hasadékok mentén keletkeznek, gyakran érctelérek képződésével kapcsolatban, másrészt pedig tektonikai zúzódási övek mentén.

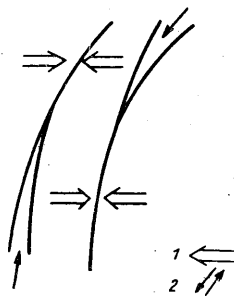
A teléreket és zúzódási öveket két szélsőséggént külön tárgyaljuk, noha a valószínűleg minden átmenet megvan és rendszerint együtt jelennek meg. A tektonikai övek kiszélesedésével az endometavulkanitok regionálisabb kifejlődésűek is lehetnek.

A telérképződéssel kapcsolatos mélyreható közethasadékok a földtani idők folyamán nem maradhatnak állandóan egyenletesen nyitva, hanem részben magasabb, máskor mélyebb szintekben összehúzódnak, esetleg zárulnak. Ha a hasadék felül a magasabb övekben zárul, úgy a telér a felszálló oldatok, gőzök hatása alá kerül, amikor pedig fordítva a mélyebb részeken záródik, a leszálló oldatok hatása válik uralkodóvá (9. ábra). Az érctelérekben tehát az aszcendens és descendens hatások váltakoznak.

5. Ha a nedvesség hatása minimális, úgy csupán a változó vegyértékű elemet tartalmazó vasásványok felülete bomlik meg. Ilyen módon pl. az andezitek alapanyagának apró magnetitje igen finomszemű magnetitzerű koromra esik szét és a kőzet megsötétedik. Ugyanakkor a színes szilikátok körül is finomszemű magnetitos koszorú keletkezik. A jelenség tehát hasonlít a magmás rezorpcióval kapcsolatban történő ún. opacitósodáshoz s ezért ezt a fázist metavulkanitos opacitósodásnak nevezzük.

6. A következő fázisban a nedvesség az alkáliákat kezdi kioldani a szilikátokból s ezáltal lúgos oldat keletkezik. Ebben a vasásványok különleges redoxpotenciál növekedés nélkül is magasabb vegyértékű vasat tartalmazó ásványfajttá alakulnak. Ezt az oxidációt természetesen a redoxpotenciál növekedése a felszín közelében méginkább elősegítheti. Ilyen módon ugyancsak vörös, vagy barnás oxivulkanitok keletkeznek, limonitosodással, ill. hidrohematit képződéssel, amelyeket megkülönböztetésül az említett hasonló exometavulkanitos kőzetekből endoxivulkanitoknak nevezünk.

7. Ha a kimosás még ugyancsak kismértékű, de az alkáliák egy részét már eltávolítja, úgy az oldat savanyúvá válik. Ebben a közegben a vasszilikátok klorittá, szerpentinné, egyéb ásványok szericitté, esetleg epidottá alakulnak, vagyis a kőzet zöldkővesedik. Az ilyen módon keletkezett kőzetfajta metavulkanitos propilitnak nevezhetjük (klorovulkanit-stádium). Ez a propilit fajta — eltérően az előző fejezetben leírt hipovulkanitos propilittól — nem alkot önálló szubvulkanai tömegeket, hanem a telérek mentén gyakran éles határ nélküli vékonyabb sávok alakjában jelenik meg. Szabó J.



9. ábra. Telérhasadék záródási és az elemvándorlás iránya. Magyarázat: 1. tektonikai nyomás; 2. elemvándorlás — Die Schliessung der Gangklüfte und die Richtung der Migration. Erklärung, 1. Tektonischer Druck, 2. Elementwanderung

[27], majd Rosenbusch H. [10], Böckh H. [28], Nakovnik A. [29], Bányai J. [30] és Treiber J. [31] a propiliteknek ezt a fajtáját vizsgálták és tekintették a propilitesedésre általában jellemzőnek. Míg a hipovulkanitos propilit főképpen eredetileg nedves üledékes környezetben jelentékeny kontaktóvvál körülvéve jelenik meg (Erdélyi Érchegység és Gutin, lásd pl. [53]), addig a metavulkanitos propilit néha ugyanezen hegységek metamorf folytatásában [Gyulai Havasok, 54, 55] található.

8. Rendszerint még az oxivulkanitos és klorovulkanitos stádium előtt megindul a vasvegyületek részleges kioldása is, miáltal kifakok, világos leukovulkanitok jönnek létre, amelyeket megkülönböztetésül az exometamagmában képződött fentebb említett hasonló kőzetektől, *endoleukovulkanitoknak* nevezünk.

Ilyenkor a piroxének közül is elbomolhat a kevésbé stabilis augit, míg a hipersztén megmarad. Az eredeti augit-hiperszténdezit ilyen exogén átalakulását hiperszténdezített mutatja a XXI. tábla I. fényképe. A színes szilikátok szerint különböző vulkanitok tehát nemcsak endogén magmás differenciáció útján keletkeznek, hanem exogén módon is, egyrészt a különböző kristályossági fokoknak megfelelően, másrészt részleges elbomlással.

9. A kimosási folyamat fokozatosan a kovasav kioldásához vezet, miáltal a leukovulkanit át megy az „agyagosodó” különböző *hidrovulkanitok* ba.

A hidrovulkanitok sorában az első tag a még lúgos közegben keletkező *hidrotermális bentonit*. Ilyen kőzeteket ismertettek Székyné Fux V. [32], továbbá Kulcsár L. [33] a Tokajhegyljáról, Komlós-káráról. Székyné utalt arra, hogy hidrotermális bentonit nemcsak riolitból, hanem andezitből is képződik. Fontos adatokat közölt ilyen kőzetekről Földvári A. [34].

10. Még erősebb kimosás esetében az alkáliák teljes eltávolásával határozottan savanyú közeg jön létre, amilyenben a kovasav további kimosásával kaolin képződik. Az értelemre mentén sok helyen ismeretes *kaolinosodás* tartozik eme endometavulkanitos kaolinképződmények sorába [lásd pl. Pálffy leírásait, 20].

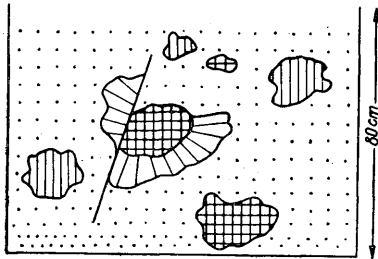
A tektonikai övekben történő kőzetszétvárosítás hatására szabálytalan tektonikus *lávabreccsa* képződik, regionálisan pedig szabályosabb három egymásra merőleges irányú litoklázisrendszer kifejlődésével gömbös elválású vulkanit (lásd VII. fejezetet) keletkezik. Ezekben, valamint az igazi agglomerátumokban is az adatok fokozódó hatására kifejlődhetnek az imént ismertetett opacitos, leukovulkanitos, oxivulkanitos, klorovulkanitos, karbovulkanitos, montmorillonitos és kaolinitos hidrovulkanit stádiumok (16. ábra, 196. o.)

11. E metavulkanitos kőzetfajták a tektonikai övekben gyakran egymás mellett egy kőzettömegben belül is megjelenhetnek, a friss kőzetdarabok szemmagyságának látszólagos csökkenése közben. Ilyenkor a nagyobb darabok még friss vagy opacitossá sötétedett állapotban vannak, míg az apróbbak az oxo-, kloro-, leuko-, a legkisebbek esetleg karbo- vagy hidrovulkanitos stádiumban. Ily módon az eredeti lávakőzet, sőt eredeti agglomerátum is szemmagyság csökkenéssel *pszeudoagglomerátum* má alakulhat, amely kezdetben még durvább-szemű monomikt agglomerátum, később típusos polimikt agglomerátum képét ölti (10. ábra). Az igazi agglomerátumokhoz való hasonlóságot növeli az a körülmény, hogy a különböző stádiumokban levő kőzetrészletek az átalakulási sor jellemző minőségi ugrásai következtében éles határral különülnek el egymástól, sőt azokat különösen kezdeti stádiumokban feltűnő reakciós szegély is elválasztja (XXI. tábla, 2.).

Gondos vizsgálattal azonban a földtani összefüggésből kiszakított egyes darabokon is lehetséges a pszeudoagglomerátum megkülönböztetése az igazi agglomerátumtól. A pszeudoagglomerátumokat jellemzi a szemcsék szabálytalan határának ujjas elágazása, a folyási textúra irányának folytatódása a különböző szemcséken keresztül, a rész-

ben töréses sík, részben gömbös-domború felülettel határolt friss (pl. szürke andezites) kőzetrészek kiemelkedése a különböző bomlási stádiumokban levő többi kőzetanyagból (10. ábra).

Ez a tektonikus pszeudoagglomerátum a lávakötésű agglomerátumtól (agglomerátumos lávától) világosan megkülönböztethető. A lávakötésű agglomerátumot [52] ugyanis Pantó G. szíves szóbeli közlése szerint a következőleg lehet jellemezni: 1. A lávában a behulló agglomerátum tömbök-szemcsék fluidálisan rendezkednek el. 2. Az agglomerátumot a láva helyenként beöblösödések alakjában is rezorbeálja. 3. Az agglomerátum szemcsék-tömbök bemélyedések alakjában mállnak ki a keményebb lavakötőanyagból. (Ezzel szemben a tektonikus pszeudoagglomerátumban éppen a nagyobb, friss agglomerátum-szerű részek emelkednek ki a lágyabb kötőanyagszerű részből.)



10. ábra. A zöldkő és oxidandézit viszonya a pszeudoagglomerátumban. Magyarázat: 1. oxidandézit, 2. zöldkőves andézit, 3. világos (hidro) andézit — Verháltnis von Propylit und Oxyandesit im Pseudoagglomerat. Erklärung: 1. Oxyandesit, 2. Propylitiserter Andesit, 3. Heller (Hydro-)Andesit

A bomlás további előrehaladásával a látszólagos szemnagyság annyira lecsökkenhet, hogy a pszeudoagglomerátumból pszeudotufa keletkezik. Az újabban túlságosan is divatosá vált ignimbrítek egy részét Pantó G.-ral együtt hajlandók vagyunk ilyen eredetűeknek tekinteni.

Székyné Fux V. hozzászólásában utalt arra, hogy az itt ismertetett felfogás szerint tulajdonképpen legalább is 5 faja van a tágabb értelemben vett pszeudoagglomerátumnak: a tektonikus lávabreccsa,

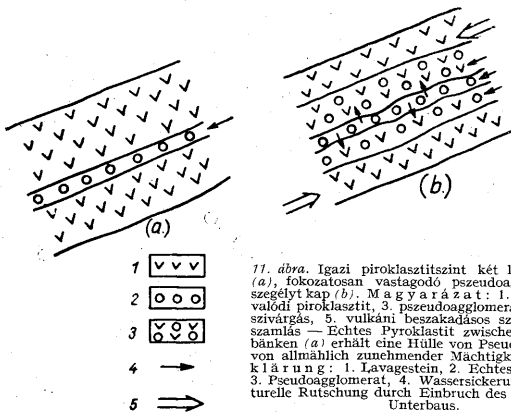
a folyási lávabreccsa, a lávakötésű agglomerátum, a láva és egyéb kőzetek átrakódásából származó piroklasztitoid és a most leírt metavulkanitos pszeudoagglomerátum. (Emellett még a vastag vulkanit lejtőtörmelék is hosszantartó átnevedés, mállás hatására, különösen a kis lejtőszögű részekben ugyancsak szelektív bomlással pszeudoagglomerátum-szerű polimikt terméket hozhat létre). Szorosabb értelemben pszeudoagglomerátumnak azonban csak a tektonikus metavulkanitos pszeudoagglomerátumot nevezzük.

Mint hogy a tektonikai mozgások leggyakrabban az eredetileg is nagy szilárdsági különbségeket mutató kőzethatárok mentén váltódnak ki, ezért a pszeudoagglomerátum képződése gyakran éppen a lávapadok közé ékelődő tufás — igazi agglomerátumos szintek mentén jelentkezik. Az igazi és álagglomerátum ilyen módon gyakran térbelileg is szorosan összekapcsolódik, megnehezítve az agglomerátum képződésének felismerését (11. ábra). A VIII. fejezetben tárgyalandó vulkáni beszakadási szerkezet kifejlődésekor a vízvezető piroklasztiszintek csuszamlási felületekké alakulhatnak, ami a pszeudoagglomerátum kifejlődését ezek mentén nagymértékben elősegíti.

A lávaközeteknek pszeudoagglomerátummá, ill. szempontúfává való átalakulása nagy figyelmet érdemel a vulkáni hegységek földtana szempontjából. Ilyen kőzeteknek igazi vulkáni agglomerátum, ill. tufaszintként értelmezése alapján sokszor állapítanak meg helytelenül sok erupcióciklusból álló bonyolult erupciós sorozatot. E vonatkozásban elég itt a Tokaj—Eperjesi hegység példájára hivatkozni [45, 46, 47].

A pseudoagglomerátum képződés felismerése sok eddig vulkanológiailag érthetetlen jelenség megfejtését is adja. Az andezitláva ujjas s egyéb különleges „benyomulási módja az agglomerátum közé” — aminek jellemző ábráit többek közt Vigh Gy. [66. p. 657 és 659], továbbá Favorszkaja M. A. [68, p. 73—76] adta — ilyen szelektív pseudoagglomerátum-képződésként kielégítően értelmezhető.

Vadász E. és Földvári A. hozzászólásaikban utaltak arra, hogy a piroklasztitok egy részének pseudoagglomerátumkénti kimutatása a földtani történés, a különböző szintek egymásutánja megállapításának elsikkadásához vezethet.



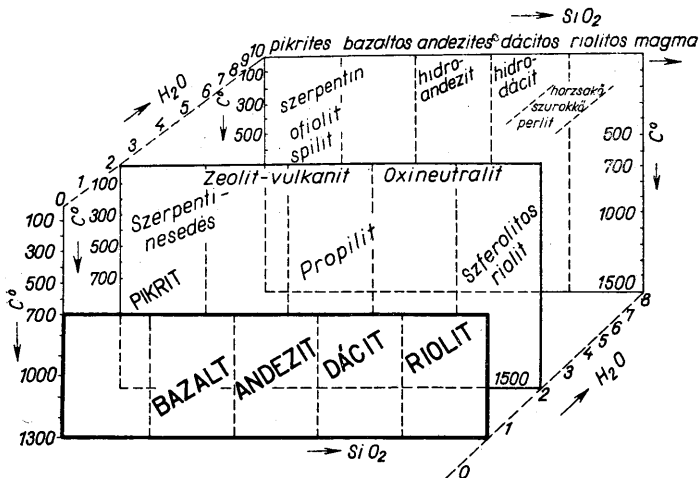
11. ábra. Igazi piroklasztitszint két lávpad közt (a), fokozatosan vastagodó pseudoagglomerátum szegélyt kap (b). M a g y a r á z a t : 1. Lavaközet, 2. valódi piroklasztit, 3. pseudoagglomerátum, 4. vízszivárgás, 5. vulkáni beszakadásos szerkezeti csuszamlás — Echtes Pyroklastit zwischen zwei Lavaströmen — Echtes Pyroklastit zwischen zwei Lavaströmen von allmählich zunehmender Mächtigkeit (b). E r k l ä r u n g : 1. Lavagestein, 2. Echtes Pyroklastit, 3. Pseudogglomerat, 4. Wassersickerung, 5. Strukturelle Rutschung durch Einbruch des vulkanischen Unterbaus.

Ezt a veszélyt a pseudoagglomerátum-övekbe ékelődő esetleges igazi piroklasztitszintek gondos elkülönítése csökkenti, sőt a pseudoagglomerátum kimutatása a posztvulkáni hegység szerkezet fő irányainak, a VIII. fejezetben ismerttetendő vulkáni beszakadási szerkezetnek elemzését teszi lehetővé.

12. Az agyagos hidrovolkanitok képződése jelentékeny mennyiségű kovasav felszabadulásával jár. Az opált, kalcedont, jászpist, valamint kvarcitosodott meta- és hipovolkanitokat, sőt bizonyos kvarcteléreket eddig nagyobb részben felszálló endogén kovás oldatokból-gőzökből származtatták. Minthogy azonban ezek túlnyomóan a hidrovolkanitos tektonikai övek, ill. telérek mentén jelentkeznek, ezért nyilván ugyancsak uralkodóan exogén módon, a hidrovolkanit képződéssel kapcsolatban, a felszín közelében jöttek létre.

13. A hipovolkanitos transzsvaporizációs jelenségekkel, valamint a tektonikai övek és telérek mentén jelentkező metavulkanitos átalakulással kapcsolatban a környező kőzetekből nehézfém ionok is kioldódnak. Ez a felszín közeli származású oldott fémtartalom is hozzájárul az önálló értelemek létrehozásához, hasonlóan a szilikátmagmában inkongruensen kötött és a magma aktiválódásakor mobilizálódó ascendens nehézfém ionokhoz. A nemesfémek esetében a felszín közeli oldási folyamatot az oxidáció nagymértékben megkönnyíti, amint azt a cementációs öv keletkezése is mutatja. Emellett egyes fémek, elsősorban az arany nyomelemes koncentrációja a szerves anyagokat

tartalmazó üledékes kőzetekben nagyobb is, mint a magmás kőzetek általában. Nemes fémek tehát viszonylag nagy mennyiségben kioldódhatnak a felszín közeli kőzetekből és innen a hipo- és metavulkanitok képződésekor a magmába vándorolhatnak, végül főleg az érctelepekben jelenlevő ércsványocsirák körül kiválhatnak. A „m a g m á s” érctelepeket ezért — legalábbis részben — nem tekintjük tisztán magmás eredetű monogén képződményeknek, hanem bennük endogén és exogén elemeket egyesítő vegyesszármazású poligén érctelepeket látunk. E felfogás előző geoenergetikai vizsgálatok [39] és G e r m a n o v [42] megfigyelései is alátámasztják.



12. ábra. Mészalkáli-effuzivumok — Erweiterung des Systems der Kalkalkali-Effusivas

Egyelőre elsősorban a fiatal propilites arany-ezüst formáció esetében valószínűsíthetjük ezt a folyamatot.

Ha a propilites anyagbevitellel szemben a kaolinit képződésre jellemző kimosás kerül túlsúlyba, úgy a metavulkanit-övben az ércképződés csekélyebbé válik (Gyöngyösroszói).

Az eddig megismert hipo- és metavulkanitok rendszerét a 178. old. táblázata, helyzetét a víz és szilíciumtartalom függvényében a 12. ábra szemlélteti.

VI. A magmaprovinciák származása

Az előző fejezetekben kifejtettek szerint a közelebről vizsgált esetekben a magmatitok víztartalmának túlnyomó része exogén eredetűnek adódott. Viszont jelentékenyebb mennyiségű mélységi eredetű magmás víztartalmat eddig egyetlen esetben sem sikerült bizonyítanunk. Pedig számítani kell a tulajképpeni eredeti magmás vízén kívül a nagyobb

mélységű üledékes eredetű kőzetekből származó profundus víz transzaporizációs hatásából eredő „magmás” víztartalommal is.

Azok a kísérleti vizsgálatok (pl. G o r a n s o n [40]), amelyek a magma víztartalmára vonatkoznak, nem a magma eredeti tényleges vízmennyiségét adják meg, hanem azt mutatják, hogy a magma különböző viszonyok között maximálisan mennyi vizet vehet fel.

A hawai vulkánosság kitűnő ismerője, J a g g a r legújabban [41] arra az eredményre jutott, hogy a lágában jelenlevő víz nem eredeti mélységi képződmény, hanem a magmában jelenlevő hidrogénnek a felszín közelében történő oxidációjából származik.

Geoenergetikailag sem valószínű, hogy a gyenge kötések létrehozó kispotenciálú hidrogén képes volna nagyobb mennyiségben megszerezni az oxigén anionokat a szilícium és egyéb nagy potenciálú ionok elől. Az OH-kötések és a víz a magmában nagyobb mennyiségben főleg csak akkor jöhetnek létre, ha a magma oxigén tartalma a felszín közelében exogén módon megszaporodik.

Itt csak éppen megemlíthetjük, hogy a magma fontosabb más könnyen illó, elsősorban a széndioxid és a kénvegyületek túlnyomó része tekintetében is valószínűsíthetőnek látjuk a részben exogén származást. Erre a karbo- és metavulkanitokkal kapcsolatban mondottakon kívül, előző irodalmi utalásokkal is rendelkezünk [42].

A földkéreg mai, erősen differenciálódott állapotában kevésé is valószínű, hogy a mélyből nagymennyiségű könnyen illó szállhatna fel. A Geokémia című könyvemben [38] kifejtett felfogás szerint a fiatal magmák aligha származtathatók a földkéreg ősi izzónfolyó magmás anyagának maradványából, és így a fiatal magmák túlnyomó része nem juvenilis, hanem anatektikus eredetű. Ennek megfelelően könnyen illó tartalmuk is túlnyomóan nem endogén, hanem főleg exogén származású.

Mindebből valószínűnek látjuk, hogy a magmás víz túlnyomó része exogén eredetű.

Ez a felfogás földtani — nagytektonikai alátámasztást nyer a S t a u b-féle „Verschlückungstheorie”-ben és annak H o r u s i t z k y F. által továbbfejlesztett alakjában, valamint a „profundus víz” fogalmában [50].

P a n t ó G. rámutatott, hogy a mexikói Paricutin vulkán esetében olyan elszálló vízmennyiséggel kell számolni — (970 millió tonna kifolyt lágához 44 millió tonna könnyen illó!) —, melyet a mélységből juvenilis módon származtatni nyilván nem lehet. Ebben a megállapításban is az itt kifejtett felfogásnak alátámasztását láthatjuk.

Ily módon bizonyos mértékig visszatértünk B r u n „vizmentes magma” feltevéséhez, amelyet annak idején a víznek a lágában való közvetlen kimutatása miatt el kellett ejteni. A lágá vizének exogén oxidációs és transzaporizációs származtatása a kérdést új megvilágításba helyezi és a B r u n-féle okfejtés egyes pontjait újból érvénybe helyezi.

A magma fejlődését és ún. differenciációját tehát nagymértékben befolyásolják az exogén eredetű anyagok. A transzaporizációval a mellékkőzetből a magmába hatoló kovasav és alkáliák a gyűrt övek típusosan „pacifikus” biotit-dioritos, trondhjemites nedves kőzetsorozatainak (G o l d s c h m i d t), valamint andezites-dácitos-riolitos magmaprovinciáinak létrehozásában döntő szerepűek. Ebben a tényleges asszimilációnak, kőzetbeolvasztásnak az ismert hőenergetikai nehézségek miatt is kisebb szerepe van, mint a transzaporizációnak. Az alkáliprovinciák mészkőasszimilációval elősegített fejlődésében is először széndioxidos transzaporizáció történik s csak ez vezet a nagyobb mérvű igazi asszimilációhoz. Alkáli jellegű magmák transzaporizációs képződésére példa lehet a spillitesedés, a Lahn-terület keratofirjainak, továbbá a kaersuti (Grönland) kréta homokkőben megmerevedett peridotitba zárt alkáli pegmatitoknak a 181—182. és 185. oldalakon leírt laterálszekréciónak keletkezése.

Általában a kontinentális és beltengeri eredetű káliumban gazdag közönséges agyagos márgás kőzetek transzaporizációs hatása a kálimagmák, vagyis a leucitos kőzet provinciák képződését segíthetik elő (olasz vulkánosság, keletafrikai törésrendszer vulkánjai stb.). Viszont a nátriumban gazdag grauwacke-szerű óceáni üledékek, ill. a tengervíz transzaporizációs hatása a spilités-keratofiros nátronkőzetek képződését támogatja.

Az itt kifejtett felfogást Földvári A. hozzászólásában szellemesen azzal jellemezte, hogy a vizsgálatok szerint a magma sorsa nincs predesztinálva a mélyben, hanem ennek kémiai összetétele fejlődésében a környezetnek van lényeges szerepe; a magma elemháztartása autarchiás, a magma sok jellemző alkotórészét a környezetből szerzi be. Koch S. professzor szavai szerint pedig az új felfogásban az nyer kifejezést, hogy a magma kristályosodása közben nemcsak kilehel, hanem a környezetből fel is szív fontos alkotórészeket.

VII. A vulkáni kőzetek fontosabb litoklázis típusai és azok eredete

A vulkáni kőzetek exogén — vulkáni és szubvulkáni — kémiai változásainál jóval általánosabbak azok a fizikai változások, amelyek a magma felhatolása után, a kihülés során és a későbbi tektonikai folyamatok útján (lásd a VIII. fejezetet) létesülnek.

A magma (láva) kihülésével kapcsolatosan összehúzódási repedés rendszer keletkezik, amely kezdetben gyakran olyan finom, hogy csak utólagosan, metamagmáisan, a felszíni oxidáció és hidratáció hatására aktiválódik jól felismerhető sűrűbb kőzet-elválások rendszerévé.

1. Bázisos hígfolyó lavák nagykiterjedésű lávatarakói az alulról és felülről ható kétoldali lehülés következtében a főkiterjedési irányban, vagyis kb. vízszintesen összehúzódni törekszenek. Ezáltal a lávalepényre merőleges, rendszerint három irányú repedésrendszer képződése akkor jár minimális energiafelhasználással, ha az nem összefüggően, hanem szabályosan megszakadozva fejlődik ki (13. ábra). Ilyen módon ui. egyrészt $\frac{1}{3}$ -ad annyi repedés keletkezik, mintha ugyanazok a repedések összefüggőek volnának, másrészt hatágú elválási csillagokat alkotó 60°-os élszögű háromoldalú oszlopok (13. ábra, b) helyett háromágú elválási csillagokat alkotó 120°-os élszögű hatoldalú oszloprendszer (13. ábra, a) jön létre. Az oszlopokra merőlegesen a régi feltevésnek megfelelően valóban kihülési centrumok keletkeznek, de ezek — legalábbis részben — következményei és nem okai az oszlopok elválásnak.

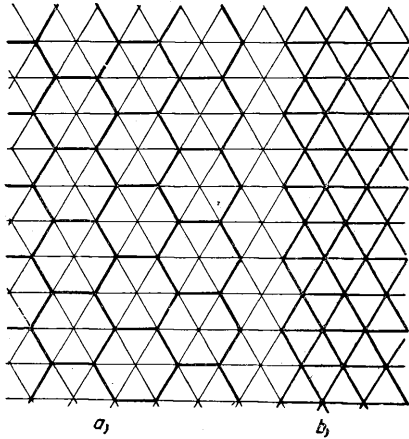
A vulkáni kürtőkben is megfigyelhető néha oszlopos elválás. Ez a kürtő irányával párhuzamos lehet, Varrjú Gy. és Vidacs A. szóbelileg közölt megfigyelései szerint. A magma összehúzódása ilyenkor itt is nagymérvű. Aktív vulkáni állapotban ui. a kürtőre a felhatoló magma nyomása hat, lehüléskor pedig nemcsak ez a nyomás szűnik meg, hanem a lehülés térfogatcsökkenést is létrehoz.

Klűpfel [15] viszont általában a felületre merőleges oszlopos elválást figyelt meg (14. ábra, a), s így a függőleges kürtőkben vízszintes oszlopos elválást ábrázolt (14. ábra, b). Ennek a kürtővel párhuzamos említett oszlopos elváláshoz való viszonya még tisztázatlan.

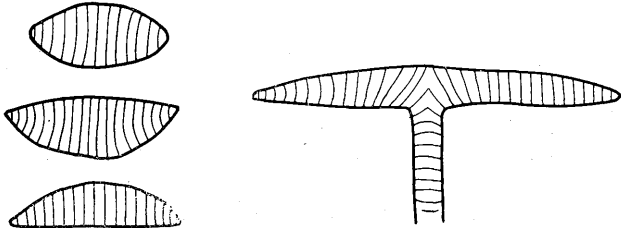
A kürtő, ill. lávatarakó oszlopos elválása nincs kizárólag bázisos lávához kötve. Megjelenhet az exogén könnyen illók következtében hígfolyósabbá vált savanyú kőzeteken is. (Pálházi oszlopos elválású perlit (15. ábra), fényképét Tokody L. szívességének köszönöm.)

2. A vízközusabb neutrális magmák izometrikusabb tömegeket alkotnak. Ezek lehülése a lávatarakóktól és látvábláktól eltérően egyoldalú. A lehülés közben a felszínnel párhuzamos, szilárdabb, hidegebb kőzetlemezek különülnek el a melegebb belsőbb részekről. Így keletkezik a pados elválás, amely főleg andezites lávatarakókon

és lakkolitok felső peremein jelentkeznek. Minthogy a bázisos lávatarakók szélein is az egyoldalú lehülés uralkodik, ezeken is létrejöhet az oszlopok övén kívül pados elválású szegély. Ezt a feltevést jól alátámasztja Lengyel E.-nek az a megfigyelése, hogy



13. ábra. A hatoldalú oszlopos elválás képződése — Entstehung der hexagonal-kolumnaren Absonderung



14. ábra. a) Különböző alakú intruzív lávapárnára oszlopos elválása Klüpfel után — Säulige Absonderung in Lavakissen verschiedener Form, nach Klüpfel

14. ábra. b) Intruzív bazaltkorong (sill = magmatabla) oszlopos elválása Klüpfel után — Scheibenförmiger intrusiver Basaltkörper (sill = Magmafel) mit säuliger Absonderung (nach Klüpfel)

pados elválás rendszerint csak a vastagabb látatómegeken figyelhető meg, a lávafolyásnak a meredekebb lejtőkön kivékonyodott szakaszain nem. Tartósabb hőmérsékleti lejtő ui. csak a vastagabb látatómegeken fejlődhet ki.

3. Ha a padosság említett keletkezéséhez a tektonikai húzó igénybevétel járul, úgy két elválási irány képződik, amely vízszintes vagy ferde irányú oszlopos elválást

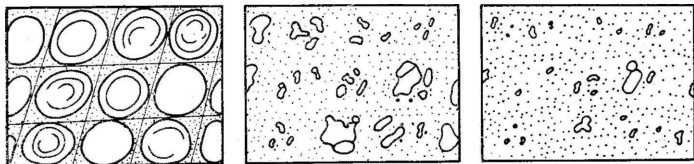
eredményezhet. Ennek példáját a tályai Kopaszhegy andezit kőbányájában figyelhetjük meg.

4. Ha a neutrális lávakihülési pados elválásához tektonikai nyomás következtében két további egymásra kb. merőleges litoklázis rendszer kifejlődése járul, úgy a három



15. ábra. Oszlopos elválású perlit, Pálháza, Somtető Tokody L. felvétele — Perlit mit säulenartiger Absonderung (Aufnahme von L. Tokody)

nagyjából egymásra merőleges litoklázis irány kockás elválást eredményez. A három irány találkozásánál keletkező sarkok jóval kevésbé stabilisak, mint a két irányú litoklázis elmetsződési élei. E sarkok meglazulásával a litoklázisból kiinduló hidratációs, ill. redox-változások következtében gömbös elválás fejlődik ki, amilyent a kőszén esetében (Komló) már régebben leírtunk [43, 44]. Az ilyen gömbös elválású vulkanitokat nem egy esetben agglomerátumként értelmezték és térképezték. A gömbös elváláshoz



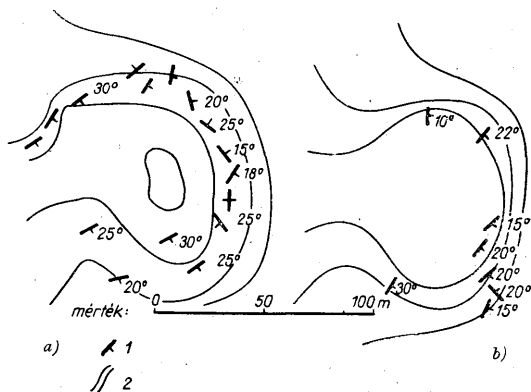
16. ábra. A pszeudoagglomerátumképződés fázisai — Phasen der Pseudoagglomeratbildung

járuló fokozottabb kémiai hatás ui. gyakran pszeudoagglomerátum képződéséhez vezet (16. ábra). A Tokaj—Eperjesi-hegység nagyszámú erupciós ciklusainak feltevése [45, 46, 47] nagyrészt az ilyen pszeudoagglomerátumoknak igazi piroklasztikumként való értelmezéséből ered.

5. Savanyú riolitos kőzetekben V a r j ú G y. szerint a folyási irány áramvonalai-val párhuzamosan f ü g g ő l e g e s repedés rendszer keletkezhet, a vizkozus láva egyes folyási sávjainak megfelelően. Lehetséges, hogy a nedvesség tartalom egy részének elpárolgása a felszínen ugyancsak hozzájárul ennek az elválásnak a létrehozásához. A folyásiránnyal párhuzamos függőleges litoklázis rendszer azonban andezitben is kifejlődhet, P e s t y L. Sárhegy-i (Gyöngyös) megfigyelései szerint.

VIII. A település mérése lávakőzetben

A vulkanitok litoklázisainak genetikai értelmezése alapján olyan tektonikai eljárást dolgoztunk ki, amely a vulkáni hegységekben annyira hiányzó települési (dőlési) mérések helyettesítését teszi lehetővé. Emeltettük, hogy a kihülési pados elválás eredetileg párhuzamos a felszínnel, tehát nagyjából éppúgy vízszintes, vagy enyhe dőlésű, mint ahogy az üledékes kőzetek rétegei is nagyjából vízszintesek. A vulkáni kúpok maximálisan 33°-os lejtőinek megfelelően ezek fekvése is eredetileg túlnyomóan e szögértéken belül marad. Az új hegységszerkezet kialakulása után tehát a lávaszármazású kőzetek kihülési pados elválásának lejtési irányait két komponens határozza meg: az eredeti felszínnel párhuzamos irány és az utólagos elmozdulással keletkezett „tektonikai” irány. Ahogyan tehát az üledékes kőzetrétegek tektonikailag felvett helyzete, a dőlés irányának alapján a hegységszerkezet megállapítható, éppen úgy a kihülési pados lávak lejtésirányai



17. ábra. Andezit pados elválási lejtés irányok változása. a) Gyöngyös É-i Farkasmály-i régi hátsó kőfejtő, b) Mátraháza és Mátrafüred közti kőfejtő. M a g y a r á z á t: 1. andezit pados elválásának lejtésirányai (dőlés), 2. magassági vonalak — Veränderungen in den Neigungen von „bankigen” Abkühlungs-(Absonderungs-)flächen im Andesit. a) Alter hinterer Steinbruch Farkasmály, Gyöngyös, b) Steinbruch zwischen Mátraháza und Mátrafüred. E r k l ä r u n g: 1. Neigungsrichtungen der bankigen Absonderung im Andesit, 2. Isohypsen

is levezethető a vulkáni hegység tektonikai szerkezete és egyes lávaformációinak egymással való összefüggése.

A pados elválások ilyen alkalmazásának gondolata nyilván nem itt merül fel először — Földvári A. is foglalkozott vele —. Módszerként való rendszeres alkalmazásához különféle vulkáni kőzetelválások genezisének tisztázása, a pados elválásoknak az egyéb litoklázisoktól való elkülönítése, a pados elválások lejtésirányának az eredeti felszín által meghatározott ingadozásának vizsgálata és ezeknek a szomszédos igazi rétegződésekkel való összehasonlítása volt szükséges.

A lávapadok elválási irányainak ingadozását általában maximálisan $\pm 45^\circ$ -nak találtam (17. ábra), az átlagértékeinek a rétegdőléssel való egyezését pedig $\pm 15^\circ$ -on belül mértem. Mindezek alapján a pados elválás mérése a tektonikai szerkezet kiértékelésére kielégítő pontossággal felhasználható.

A lávaközetek pados elválásának lejtésiránya olyan dinamikus adatot szolgáltat, amely lehetővé teszi a vulkáni hegységekben is a gyors és ésszerű földtani térképezést. Az új eljárást munkatársaimmal ismételen eredményesen kipróbáltam.

Mint ahogy az oszlopos elválás az egykori felszínre, ill. kürtő irányra merőleges helyzetet jelöl, ezek mérése elvben ugyancsak felhasználható a hegység szerkezet tanulmányozásához. Ez esetben dőlésadatként az oszlopokra merőleges sík helyzete használendő.

IX. A vulkáni hegységek beszakadási szerkezete

Az új eljárással három vulkáni hegységünk esetében sikerült eddig nagyjából a hegység szerkezeti viszonyokat körvonalazni. Mindhárom esetben meglepő módon az aktív vulkán szerkezetével csaknem ellentétes negatív szerkezetet nyertünk, amelyekről külön dolgozatokban számolunk be.

Az ilyen negatív hegység szerkezet keletkezése elvileg is alátámasztható. A magma-kamra kiürülése után ui. a kamra helyén negatív nyomás keletkezik, amelynek következtében felette beszakadási szerkezet jön létre.

A vulkáni beszakadás néha a felszínen is észlelhető a közismert beszakadási kalderaképződés alakjában. Ehhez túlnyomóan egyszeri hirtelen nagy anyagszolgáltatású erupció szükséges, bőséges gőz-gáztartalommal és nem túlságosan mély magmakamrával [49].

Nagy mélységű és folyamatosabb anyagszolgáltatású magma-kamra beszakadása viszont a felszín felé csak elkésve és csökkenő mértékben, többnyire fokozatosan fejlődve jelentkezik. Az ilyen szerkezet beszakadásos jellege a felszínen a vulkáni feltöltődés miatt csak bizonyos fokú lepusztulás után észlelhető (Mátra). Ugyancsak nem jelentkezik a felszínen kalderaképződés, ha nagy vagy kismélységű magmakamrából ismételt vagy csaknem folyamatos erupciókkal egyszerre csak kevés anyag ürül ki (Hawai-Vezúv) [49]. Nagymélységű rövid életű vulkáni működés is kaldera képződés nélküli utólagos beszakadást eredményez (Balaton-vidéki bazaltok tölcérszerkezete).

A vulkáni beszakadási szerkezet tehát meglehetősen általános jelenségnek látszik és a vulkán nagymérvű metavulkanitisz átalakulásához vezet. A „magmás” ércesedés nyilván ugyancsak összefügg a szerkezet kialakulásával.

Természetesen a beszakadási szerkezetektől szigorúan külön kell tartani azokat az elmozdulásokat, amelyeket a vulkanizmustól független regionális tektonizmus hozott létre.

Az elmondottak értelmében a vulkáni hegységek vizsgálatának olyan új módját igyekszünk kialakítani, mely hasonlólag egyes előzőkhöz komplex közettani-teleptani-rétegtani és tektonikai megfigyeléseken alapul, de különbözik azoktól abban, hogy a komplex-vizsgálat adatait egymással való összefüggéseikben elemzi.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XXI. tábla — Tafel XXI.

1. Sötét, friss augitos hipersztén andezit és ennek világos augitot alig tartalmazó hipersztén leukoandezites kioldási terméke. (22 ×) — Dunkler, frischer, augitführender Hyperthenandesit und dessen leukoandezitisches fast vollkommen augitfreies Auslaugungsprodukt, (22 ×).

2. Andezitláva eredetű pseudoagglomerátum az opacitós stádiumban levő épebb andezit részek körül leukovulkanitos szegéllyel, valamint oxi-, leuko- és kloroandezit állapotú részekből álló álkötőanyaggal (természetes nagyság) — Pseudoagglomerat aus Andesitlava mit leukovulkanitischer Umrandung um frischere, opazitische Partien des Andesits, sowie mit einem Pseudo-Bindemittel aus Oxy-, Leuko- und Chloroandesit (Natürliche Grösse).

IRODALOM — LITERATUR

1. Vadász E.: Magyarország földtana. Budapest, 1953. — 2. Szérgijevszkij, V. M.: Effuzív kőzetek és tüfák (Muzilov): Módszertani útmutató a földtani felvételekhez és kutatásokhoz. Moszkva, 1954. c. művében. Oroszul. — 3. Török, Z.: Problemele theoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. Acad. Rep. Pop. Romine. Filiale Cluj. VII. 1956. 71—86. — 3a. Török Z.: A Kelemen-Havasokban, valamint a Görgényi-Hargita vulkáni lánc-területen található fiatal eruptívum geológiai kutatásának módszertani kérdései. Kolozsvári Bolyai Tudományegyetem emlékkönyve. Cluj-Kolozsvár, 1956. 161—181. — 4. Szédeczky-K., E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. I. Teil. Die Ionewichte und ihre geochemische-geologische Rolle. Acta Geol. II. 1953. 135. — 5. Szédeczky-K., E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. II. Teil. Die Absorption der Magmaprovinzen. Acta Geol. II. 1953. 145. — 6. Pöntti Eskola: Postmagmatic potash metasomatism of granite. C. R. Soc. Geol. Finlande. XXIX. 1956. — 7. Szédeczky-K., E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. III. Teil. Über die Rolle der Oxydationsgrade und der Ionenpotentiale in der Gesteinsmetamorphose. Acta Geol. II. 1954. 269. — 8. Clarke: Data of Geochemistry, 5-th Ed. 1924. — 9. Niggli, P.: Gesteine u. Mineralagerstätten. Bd. II. Basel, 1952. — 10. Rosenbusch, H.: Elemente der Gesteinslehre, Stuttgart, 1910. — 11. Daly, R. A.: Igneous rocks and the depth of the earth. New York—London, 1933. — 12. Mauritz, B.: Die Zeolithminerale der Basalte des Plattensegebietes, Ungarn. N. Jb. f. Min. usw. B. B. 64—A, 1931. 477. — 13. Mauritz, B. und Harwood, H. F.: Die basaltischen Gesteine der Tátika-Gruppe im Plattensegebiet, Ungarn. Min. Petr. Mitt. 48. 1936. 373. — 14. Szédeczky-K., E. és Erdélyi J.: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. Földt. Közl. 87. 1957. 302. — 15. Klüpfel, W.: Basaltgeologie, Zeitsch. d. deutschen Geol. Ges. 104. 1952. 326—353. — 16. Szédeczky-K., E.—Kubovics I.—Pesty L.—Ravasz Cs.: A Csödihegy lakkolitja. Kézirat. — 17. Lehman, E.: Eruptivgesteine und Eisenzerre im Mittel-u. Oberdevon der Lahnmulde, Wetzlar, 1941. — 18. Szédeczky-K., E.: A Visk környéki bányaföldtani vizsgálatok. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42. 70—73. — 19. Richthofen, F.: Die natürliche Gliederung und der innere Zusammenhang der vulkanischen Gesteine. Zt. d. deutschen geol. Ges. 20. 1865. 685. — 20. Pálffy M.: Az erupciós kőzetek földkövesedése. Földt. Közl. 46. 1916. 73. — 21. Bürg, G.: Charakteristik der grünsteinartigen Andesitfazies, ihre Ursachen u. Beziehungen zur Kaolinisierung u. Verkiesselung. Zt. f. Prakt. Geol. 39. 1931. 161—187. — 22. Schneiderhöhn, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena. 1941. — 23. Amstutz, G. C.: The splitte problem. XX. Intern. Geol. Congr. 1956. Resumenes, 130. — 24. Chesterman, Ch. W.: Volcanic lightweight aggregates of Western United States. XX. Congr. Geol. Int. Mexico, 1956. Resumenes, 6. — 25. Pantó G.: Paricutin földtani tanítása. Földt. Közl. 88. 1958. — 26. Szédeczky-K., E.—Balogh K.—Herrmann M.—Székyné Fux V.: A komlói andezit. Kézirat. — 27. Szabó J.: A trachitok makrográfiai osztályozása. Földt. Közl. II. 1871. — 28. Böckh H.: Geologia I. rész, 1903. II. rész 1909. Selmecbánya. — 29. Narkovnik, A.: Propylitesedett kőzetek ásványfajcinei, genesis és gyakorlati fontossága. Zapiszki V. Miner. Obszcszt. 83. 1954. (oroszul). — 30. Bánay J.: A Hargita metamorfizált zónái. Erdélyi Múzeum 42/2. 1937. — 31. Treiber J.: Adatok a Kelemen Görgényi havasok eruptív kőzeteinek vulkáni utóműködések révén történő átalakulási folyamataihoz. Megjelent a Földt. Közl. 88. 3. füzetben, 1958. — 32. Székyné Fux V.: A komlókási bentonit keletkezése. Földt. Közl. 87. 1957. 135. — 33. Kulcsár L.: Komlóska környékének földtani viszonyai, Közl. a debreceni Kossuth Egyet. Ásvány-Földtani Intézetéből 26. 1956. — 34. Földvári A.: Jelentés Sima, Erdőbénye és Szegilong között az 1937. évben végzett kaolinkutatásról. F. Int. Évi Jel. 1936—38-ról III. köt. — 35. Székyné Fux V.: A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszén összletben. MTA. Műsz. Oszt. Közl. V. 1952. 188. — 36. Szentpéteri Zs.: A déli Bükk hegység diabáz és gabbró tömege. Földt. Int. Évk. 41. 1953. — 37. Lengyel E.: A szarvaskő környéki titánvanádium-vasércutatás újabb eredményei. Földt. Int. Évk. 46. 1957. — 38. Szédeczky-K., E.: Geokémia, Budapest, 1956. — 39. Szédeczky K. E.: Über die Energetik der magmatischen Gesteine u. Erzgebilde. Acta Geol. III. 1955. 163. — 40. Goranson, R. W.: The solubility of water in granite magmas. Am. Jour. Sci. 22. 1931. 481. — 41. Jaggard, T. A.: Origin and development of craters. Geol. Soc. Amer. Mem. 21. 1947. — 42. Germanov, A. I.: A földalatti vizek szerepe a hidrotermális ércpéldésben. Izv. Ak. Nauk. Sz. Sz. Ser. Geol. 1953. 6. n. (oroszul). — 43. Szédeczky-K., E.: Szenkőztan. Akad. Kiadó 1952. — 44. Lada A.: A komlói kőszénösszet. Földt. Int. Évk. XLV. 1956. p. 7. — 45. Hofferer A.: Geológiai tanulmánya a Tokaj hegységéből. Debreceni Tisza Tud. Társ. Kiad. I. 1925. 2. 1925—26. — 46. Pálffy M.: Adatok a Tokaj hegység harmadkori erupciómák korviszonyaihoz. Földt. Közl. 57. 1928. — 47. Liffa A.: Telkibánya környékének földtana és köztettana. Földt. Int. Évk. 40. 1953. — 48. Wolff, F.: Der Vulkanismus I., u. II. Stuttgart, 1914. és 1931. — 49. Rittmann, A.: Vulkane und ihre Tätigkeiten, Stuttgart, 1936. — 50. Horusitzky F.: A víz a föld belsejében. Hidr. Közl. XXII. 1942. 123. — 51. Pantó G.: A gyöngyöroszi-i magmadifferenciáció és ércképződés. MTA. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952. — 52. Pantó G.: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszt közt. Földt. Közl. 84. 1951. — 53. Pálffy M.: Magyarország arany-ézüst bányáinak geológiai viszonyai és termelési viszonyai. Földt. Int. Gyak. Fü. 1919. — 54. Papp S.: A Gyalui Havasok... közötti részének köztettani és geológiai viszonyai. Dokt. Ért. Kolozsvár, 1909. — 55. Tüske B.: Offenbánya környékének geológiai és petrográfiai viszonyai. Dokt. Ért. Kolozsvár, 1909. — 56. Székyné Fux V. és Herrmann M.: Telkibánya és Alsókeked környékének petrogenése. Földt. Közl. 1951. — 57. Erdmannsdorffer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. Chemie der Erde. 15. 1943. 283. — 58. Drescher—

K a d e n : Zur Kenntnis der Peridotits von Kaersut (Grönland) und seines Gangefolges. *Min. Petr. Mitt.* 43. 1932. 208. — 59. Tyrell G. W. : The picrite-teschenite sill of Lugar (Ayreshire). *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 72. 1916. 84. — 60. Tyrell, G. W. : A boring of the Lugar sill. *Geol. Soc. Glasgow Trans.* 21. 1948. 157. — 61. Walker, F. : The geology of the Shiant Isles, Hebrides, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 86. 1930. 355. — 62. Tyrell, G. W. : On some dolerite sills containing analcitesyenite in central Ayreshire, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 84. 1928. 540. — 63. Gilluly, J. : Analcite diabase and related alkaline syenite form Utah, *Am. Journ. Sci.* 14. 1928. 198. — 64. Shand, S. J. : The Lavas of Mauritius, *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 89. 1933. 11. — 65. Tomkeieff, S. J. : Petrochemistry of the Scottish Carboniferous-Permian igneous rocks, *Bull. volcan Ser. 2. I.* 1937. 59. — 66. Lengyel, E. : Zum Problem der Sphärokristalle, *Z. Krist. A.* 17. 1937. 67—87. — 67. Vigh Gy. : A Mátra déli aljának földtani viszonyai stb. *Földt. Int.* 1933—35. évi jelentése 1939. 653. — 68. F a v o r s z k a j a, M. A. : A déli tenger mellék savanyú effuzívumainak másodlagos változásairól (oroszul) *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.* 1956. 72.

Neue Untersuchungen in der tertiären Vulkanzone der Karpaten

Dr. Prof. E. SZÁDECZKY-KARDOSS
Akademiker

Neue Untersuchungen in der tertiären Vulkanzone der Karpaten führten zur Erkenntnis einer sehr verbreiteten Rückwirkung der sandig-tonigen, mergeligen, pyroklastischen Nebengesteinen und Kohlen auf das Magma. Diese Rückwirkung, welche als Transvaporation bezeichnet wird, vermag die chemische Zusammensetzung und Differentiationsrichtung sogar von mächtigen Magmakörpern grundsätzlich zu verändern. Serpentine, gewisse Propylite, Analzimbasilite, Analzimidiabase, Krinanite, Teschenite, Weilburgite, Lahn-Keratohypre, Alkalipegmatite, Lugarite, Analzimsyenite, ferner Perlite, Pechsteine, Bimssteine usw. entstehen teils oder im ganzen unter Mitwirkung dieses Prozesses. Sie bilden keine gewöhnlichen Orthomagmatite, sondern Gesteine, die durch eine starke Erweiterung der Kristallisationstemperatur bis ins hydrothermale Bereich entstanden sind.

Es werden andererseits systematische nachträgliche Umwandlungen der Vulkanite besprochen und dabei neue Gesteinstypen, wie Oxymetavulkanite, Leukovulkanite, Chloro- und Hydrovulkanite, ferner Pseudoagglomerate usw. beschrieben.

Die Bedeutung dieser neuen Begriffe bezüglich der Systematik der Magmatiten wird kurz auch beschrieben.

Die Entstehung dieser Gesteine steht in enger Beziehung zur Entwicklung verschiedener Kluftsysteme der Vulkanite, dessen systematische genetische Beschreibung ebenfalls versucht wird.

Da diese Arbeit als Einleitung zur neuartigen Untersuchung der (sub-)vulkanischen Gebirge bestimmt ist, wird endlich der Einsenkungsbau der Vulkangebirge besprochen und eine neue Methode zur tektonischen Untersuchung solcher Gebirge beschrieben.