

SÚBORNÝ REFERÁT

Čadiče (bazalty) — ich typy a geotektonické postavenie

(9 obr. a 1 tab. v texte)

DUŠAN HOVORKA*

Čadiče (bazalty) sa v ostatných rokoch stali predmetom sústredenej pozornosti nielen petrografov, ale aj geofyzikov, geochemikov a tektonikov. Záujem o ich výskum je opodstatnený, lebo spolu s peridotitmi, eklogitmi a i. predstavujú horniny, ktorých vznik je spätý s vrchným plášťom Zeme. Ich všestranné poznanie súčasne poskytuje informácie nielen o pravdepodobnom zložení vrchného plášťa, ale aj o petrogenetických procesoch pod diskontinuitou Moho, resp. informácie o spôsobe preniku bazického a ultrabazického vrchnoplášťového materiálu smerom na zemský povrch.

V minulosti sa problematike spájania geneticky, resp. tektonicky podobných hornín do väčších petrogenetických radov (sérií) venovala spravidla len malá pozornosť. V tomto smere bolo vo výskume eruptívnych komplexov výrazným medznikom ich rozčlenenie na väčšie celky — na magmatické, resp. vulkanické formácie. Formačná analýza, rozpracovala ju najmä sovietska petrogenetická škola (E. K. Ustiev 1963, J. A. Kuznecov 1964, G. M. Zaridze 1970), vniesla do výskumu vulkanitov, a teda aj čadičov, nový prvok. Najmä v súvislosti so štúdiom vulkanitov ostrovných oblúkov a aktívnych okrajov kontinentov boli v ostatných rokoch detailne definované série efuzívnych hornín. Táto koncepcia členenia efuzív sa dá aplikovať aj v ďalších tektonických jednotkách zemského povrchu.

V ostatných desaťročiach najmä A. Ritmann (1953), J. C. Green — D. H. Ringwood (1967), J. F. G. Wilkinson (1967), I. Kushiro — H. Kuno (1963), M. J. O'Hara (1965), P. Jakeš — A. J. R. White (1972), A. Miyashiro (1975), H. Kuno (1960, 1969), F. Shido et al. (1971), V. A. Kutoľin (1972) a ďalší autori získali základné údaje dokumentujúce heterogénnosť čadičov ako horninového typu, ako aj údaje o ich variabilnej genéze a variabilnom geotektonickom postavení.

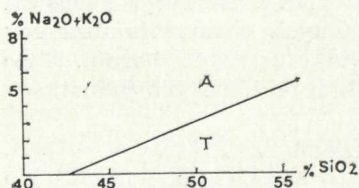
Výrazné zmeny v názoroch na genézu horninových sérií, a teda aj bazických efuzív, podmienili nové geotektonické interpretácie vývoja veľkých častí (blokov) litosféry, resp. všeobecne akceptované zistenie nejednotnej mocnosti a nejednotnej horninovej náplne zemskej kôry v oblasti kontinentov, oceánov,

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Geol. ústav PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

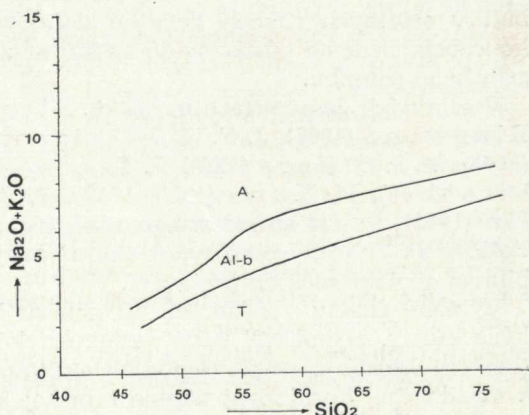
resp. v prechodných oblastiach. Pritom sa hromadí stále viac dôkazov v prospech náhľadov o podmienenosti vzniku rozličných asociíí eruptív tektonickými procesmi globálneho rozsahu.

Vedúcim aspektom výskumu bázičických vulkanitov stredooceanických chrbtov, ostrovných oblúkov, aktívnych okrajov a riftových zón kontinentov, ale aj vulkanitov štítov a mladých vnútrokontinentálnych pohorí je princíp členenia vulkanických komplexov do petrogenetických radov (tholeiitický rad*, alkalický, alkalicko-vápenatý, šošonitový, komatiitový a i.). V zmysle tejto koncepcie sa do jedného radu (série) dostávajú horniny vzniknulé frakčnou kryštalizáciou z jedného typu magmy, ktorých vznik je teda podmienený jedným petrogenetickým procesom. Z toho logicky vychodí, že horniny jedného radu (série) sa vyznačujú variabilným obsahom hlavných kyslíčnikov (najmä SiO_2), príp. aj variabilným obsahom stopových prvkov. Pritom rozsah frakčnej kryštalizácie v jednotlivých sériách efuzív sa môže orientačne zhodnotiť podľa hodnoty FeO/MgO .

Myšlienka rozčleniť bazalty na sériu tholeiitických a alkalických bazaltov je od W. Q. Kennedyho (1933). Tieto základné typy bázičických efuzív podľa pomeru sumy alkalických kovov ku SiO_2 definovali a v Harkerovom diagrame graficky zobrazili G. A. Macdonald — T. Katsura (1964), pričom vychádzali zo štúdia chemického zloženia lávy havajských sopiek. Na obr. 1 sú vyčlenené polia tholeiitických a alkalických čadičov v zmysle uvedených autorov. Neskôr sa okrem týchto dvoch typov bazaltov začali vyčleňovať alkalicko-vápenaté bazalty, resp. bazalty s vysokým obsahom hliníka („high Al-basalts“ — N. A. Powers 1932, C. D. Tilley 1950, H. Kuno 1960 a i.). H. Kuno (1960) na rozčlenenie a grafické zobrazenie sérií bázičických efuzív použil vzájomný pomer štyroch kyslíčnikov: $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Charakterizoval tri typy bázičických efuzív: tholeiitické, alkalické olivinické a „vysokohliníkové“ bazalty (obr. 2). Polia týchto typov čadičov sa diferencujú podľa obsahu SiO_2 (obr. 3). Diagram, ktorý použili G. A. Macdonald — T. Katsura

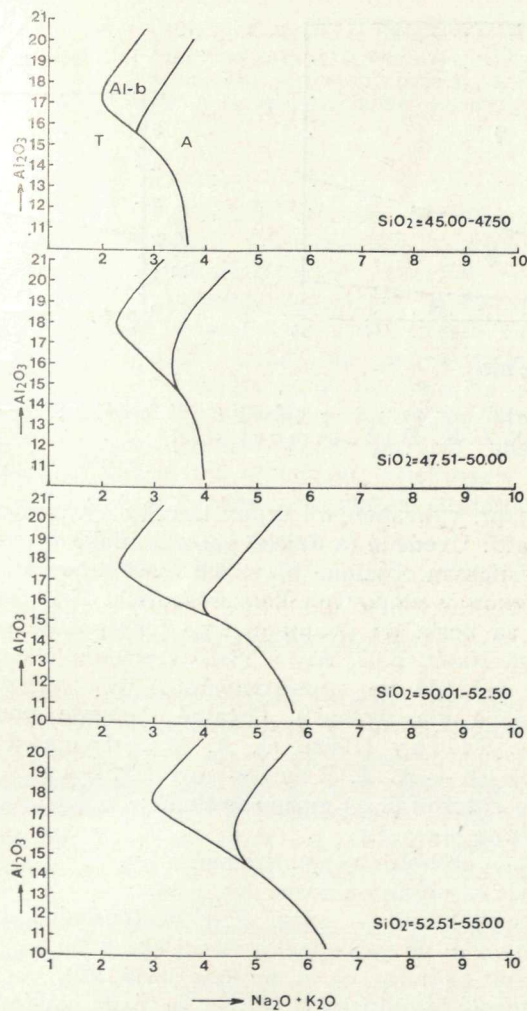


Obr. 1. Pole tholeiitických (T) a alkalických (A) bazaltov havajských sopiek (G. A. Macdonald — T. Katsura 1964)



Obr. 2. Pole tholeiitických (T), „vysokohliníkových“ (Al-b) a alkalických bazaltov (A) — podľa H. Kuna (1960)

* Názov „tholeiit“ je odvodený od lokality Tholei v Sársku v NSR príponou -it. Podobne podľa ostrova Alnö je alnöit, podľa rieky Komati v JAR je komatiit a i.

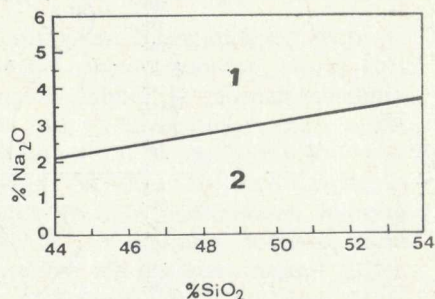
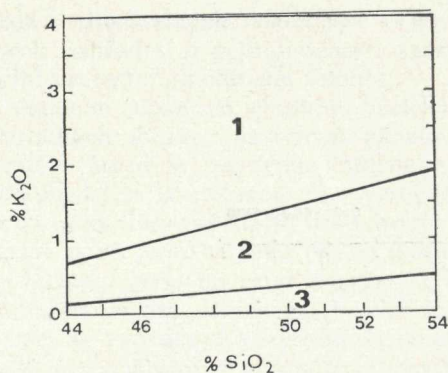


Obr. 3. Pole tholeiitických (T), „vysokohliníkových“ (Al-b) a alkalických (A) bazaltov v diagrame $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (H. Kuno 1960)

ra (1964), kde sa na osi x počíta s hodnotami SiO_2 do 75 %, slúži často na grafické zobrazenie pomeru uvedených kyslíčnikov v celých sériách efuzív.

Aj napriek tomu, že rozliční autori uvádzajú rozličný obsah SiO_2 v čadičoch, tie zahŕňajú efuzíva s obsahom SiO_2 v rozmedzí 44 (45) %—53,5 (52,5) %. Často je kritériom členenia čadičov aj obsah alkálií. V zmysle tohto kritéria sa všeobecne akceptuje členenie na alkalické a subalkalické (nealkalické) bazalty (F. Chayes 1966, A. Miyashiro 1974 a i.). Tak napr. E. A. Middlemost (1975) urobil členenie na takéto typy na základe Na i K samostatne (obr. 4).

Pri členení bazaltických efuzív na petrogenetické typy sa používajú rozličné



Obr. 4. 1 — alkalické horniny; 2 — subalkalické horniny; 3 — nízkodraselné subalkalické horniny (E. A. K. Middlemost 1975)

kritériá. Tak sú napr. vyhranenými typmi bazalty ostrovných oblúkov, bazalty oceánického dna atď. Uvedené (a ďalšie) geotektonické typy bazaltov sa vyznačujú aj charakteristickým obsahom hlavných kyslíčnikov a obsahom niektorých typomorfných prvkov v stopových koncentráciách. Pri chemickej klasifikácii bazických efuzív sa berie do úvahy priamo hmotnostné percento niektorých kyslíčnikov, najmä Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 („priame chemické klasifikácie“), resp. sa členenie zakladá na vypočítaných CIPW normatívnych mineráloch („nepriame chemické klasifikácie“). Ostatné členenie použili najmä H. S. Yoder — C. E. Tilley (1962), G. A. Macdonald — T. Katsura (1964), D. H. Green — A. E. Ringwood (1967) a i.

V zmysle týchto autorov (l. c.) možno vyčleniť:

tholeiit — obsahuje norm. hy,

kremitý tholeiit — obsahuje norm. kremeň a hy,

olivinický tholeiit — obsahuje norm. hy + ol,

alkalický olivinický bazalt — norm. ol + ne (posledný do 5 %),

bazanit — norm. ol + ne (posledného viac ako 5 %),

olivinický nefelinit — norm. ol, di, ne (bez norm. ab).

Iný princíp členenia bazaltických efuzív sa napr. zakladá na použití diferenciačného indexu („DI“ — C. P. Thornton — O. F. Tuttle 1960), ktorý má hodnotu

$$DI_{TT} = q + or + ab + ne + lc + ks \text{ (CIPW)}$$

Diferenciačný index ako kritérium členenia bazických efuzív použili napr. R. N. Thompson et al. (1972), pričom vyčlenili:

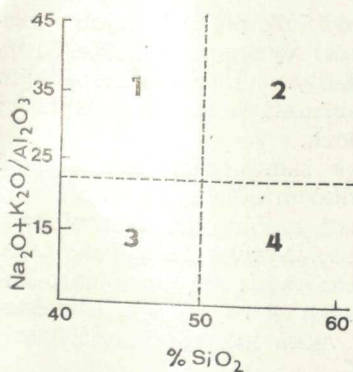
alkalické olivinické bazalty — $DI < 35$,

hawaiiity — $DI = 35-45$,

mugearity — $DI = 45-65$,

benmority — $DI = 65-75$.

Na členenie čadičov sa niekedy používa priamy pomer niektorých kyslíčnikov. Tak napr. D. Chandrasekharam (1973) pri bazaltoch stredooceánických chrbtov použil ako klasifikačné kritérium obsah $\text{SiO}_2 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (obr. 5).



Obr. 5. Rozdelenie bazaltov stredoatlantických chrvtov podľa D. Chandrasekharama (1973). 1 — alkalické olivinické bazalty; 2 — alkalické bazalty; 3 — „vysokohliníkové“ bazalty; 4 — tholeiity

Cieľom referátu je informovať o súčasnom stave problematiky bazických efuzív, stručne charakterizovať základné typy čadičov, resp. asociácie, v ktorých sú čadiče podstatne zastúpenými typmi. Vzhľadom na zameranie referátu uvádzame petrogenetické problémy len stručne; ďalej berieme do ohľadu najmä minerálne a chemické kritériá na zaradenie bazických efuzív do niektorej zo základných sérií. Cieľom referátu je aj priblížiť obsah termínov používaných v súvislosti s bazickými efuzivami, založených na geotektonickej pozícii a poznanom minerálnom i chemickom zložení skupiny hornín, ktorou sa tu zaoberáme.

Tholeiitické čadiče (tholeiity)

Tholeiity sú jedným zo základných typov čadičov. Ako typický kontinentálny horninový typ ich v roku 1926 definoval W. Q. Kennedy. Dnes je všeobecne známe, že tholeiity kontinentov sú objemovo výrazne prevládajúcim typom bazaltov zemského povrchu (H. Kuno 1969). Bazické efuzíva tohto typu sa v minulosti označovali ako „plateau bazalty“, resp. „čadičové pokrovy“ (flood basalts — G. W. Tyrrel 1937), resp. ako „kontinentálne tholeiity“. V zmysle klasifikácie J. A. Kuznecova (1964) ide o prevládajúci horninový typ „trapovej provincie“ starých platforiem. Geochemicky aj geneticky odlišným typom tholeiitov sú tholeiity oceánického dna („oceánické tholeiity“, „vysokohliníkovité tholeiity“).

Jedným zo základných znakov prítomnosti tholeiitických čadičov je ich väzba na štruktúry lineárneho typu („lineárne erupcie“). Charakteristická je pre ne výrazná prevaha lávových efúzií nad pyroklastickým materiálom. V prípade kontinentálnych tholeiitov ide o výlevy prebiehajúce v mobilných zónach lemujuúcich stabilné bloky zemskej kôry.

Všeobecne známe príklady kontinentálnych tholeiitických čadičov sú efuzíva Dekkanu v severozápadnej Indii (krieda — eocén), pokrovy tholeiitov vo Washingtone, Oregone a Idaho v USA (miocén), tholeiitové plató v Patagónii v južnej Argentine (miocén — recent), pokrovy tholeiitov v povodí riek Lena a Jenisej na Sibíri („sibírske trapy“ — perm) a i. Zo severozápadnej Európy sú známe tholeiitické čadiče „thulskej provincie“ — západné Škótsko a Island. V oceánických oblastiach tvoria tholeiity („oceánické tholeiity“) hlavnú horninovú náplň kôry oceánického typu.

V ostatnom čase prevláda názor, že tholeiity oceánického dna vznikli v oblastiach stredooceánických chrvtov parciálnym tavením vrchného plášťa, ktorý má charakter pyrolitu. Takémuto modelu zodpovedajú aj výsledky experimen-

tálnych prác (D. H. Green — A. E. Ringwood 1967), podľa ktorých v malej hĺbke vo vrchnom plášti (s 0,1—0,2 % H_2O) pri vytavení približne 30 % z plášťového materiálu vznikajú oceanické tholeiity. Ich charakteristickým znakom, ktorý dokazuje, že ide o takýto model vzniku, je malá variabilnosť ich chemického zloženia na veľkých plošných areáloch.

Tholeiity oceanických oblastí vystupujú jednak samostatne, jednak spolu s alkalickými olivinickými čadičmi. Typickým príkladom takéhoto typu výskytu je Havajské súostrovie, v ktorom sú spodné časti mohutných vulkanických aparátov z lávy tholeiitického zloženia (tholeiitová séria), ale vrchné časti, ktoré dosahujú hladinu, sú z vulkanitov alkalického radu; ide prevažne o hawaiiity. Podľa T. I. Frolovovej — G. B. Rudnika (1972) je charakteristickým znakom tholeiitov ostrovných oblúkov veľká inhomogénnosť horninových typov.

J. M. Sajman (1964), A. E. J. Engel et al. (1965) a práce ďalších autorov dokázali rozdiely v chemickom zložení oceanických (označujú sa niekedy aj ako „primitívne“) tholeiitov a kontinentálnych tholeiitov. Príčinou rozdielneho chemického zloženia tholeiitov uvedených oblastí môže byť: a) inhomogénnosť zloženia vrchného plášťa v oblastiach oceánov a kontinentov, pričom tholeiity rozličného typu ju len odrážajú; b) chemické zloženie tholeiitov kontinentov je výsledkom vzájomného pôsobenia tholeiitovej taveniny a kôry kontinentálneho typu. Takýmto procesom možno napr. vysvetliť zvýšený obsah K v tholeiitoch kontinentov.

Pre horniny tholeiitovej série je charakteristická celkove malá variabilnosť horninových typov. Výrazne prevládajú bázické efuzíva (tholeiity); intermediárne členy (andezity = icelandity) sú známe len z niektorých oblastí. Ojedinelé granofýry a tholeiitické ryolity predstavujú kyslé diferenciáty tholeiitového radu (série).

Podľa W. Q. Kennedyho (1933), C. D. Tilleyho (1950), H. Kuna et al. (1959), G. A. Macdonalda — T. Katsuru (1964), J. F. G. Wilkinsona (1965, 1967) a i. možno minerálne zloženie tholeiitických bazaltov charakterizovať takto: Základnou črtou tmavých minerálov v tholeiitickej sérii je reakčný vzťah medzi olivínom a pyroxénom chudobným na Ca (pigeonit). Prejavuje sa často vznikom lemov pyroxénov okolo olivínu. Takéto vzťahy uvedených minerálov sa niekedy označujú ako Bowenova—Andersonova reakcia.

Prítomnosť pigeonitického pyroxénu v intermediárnych typoch efuzív viedla v minulosti k vyčleneniu „pigeonitovej (P) série“ (H. Kuno 1950, 1959), ktorá prakticky zodpovedá dnešnej tholeiitovej sérii. Komplementárnou sériou v koncepcii H. Kuna (l. c.) je „hypersténová (H) séria“, zodpovedajúca dnešnej alkalicko-vápenatej (vápenato-alkalickej; CA) sérii. Obidve série patria do spoločnej „subalkalickej série“ (na rozdiel od alkalickej série; tento názor a členenie používal F. Chayes 1964 a V. Miyashiro 1974).

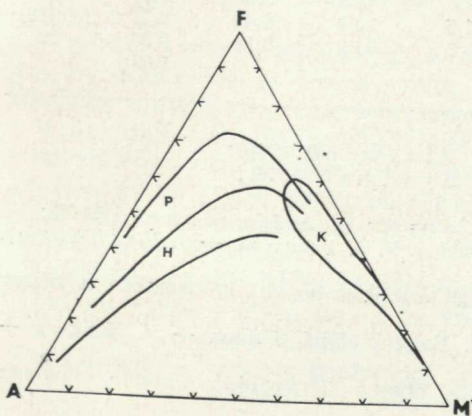
Základnými minerálmi tholeiitov s. s. sú augit, resp. subvápnitý augit, plagioklas (okolo An_{50}) a oxidy železa. Ak je prítomný olivín, vystupuje len v podobe porfyrických výrastlíc. Pre tholeiity je typické sklovité rezíduum medzi porfyrickými minerálmi uvedeného charakteru. Rezíduum má kyslý charakter, často sa vyznačuje intersertálnou štruktúrou. Miestami ho reprezentujú zrasty kremeňa a živcov. Analýzy tejto základnej hmoty prepočítané na normatívne zloženie (CIPW) vždy obsahujú normatívny kremeň. V porovnaní s alkalickými olivinickými bazaltmi je pre tholeiity charakteristická varia-

bilnosť zloženia prítomných pyroxénov a jednoduchosť asociácie svetlých minerálov. Alkalické živce sa v tholeiitoch nezistili.

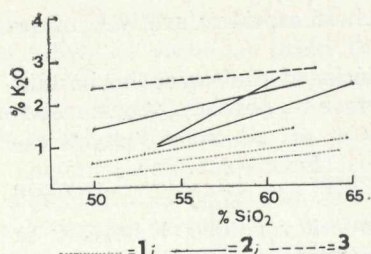
Pre tholeiitický rad je charakteristická diferenciácia od tholeiitického bazaltu po ferobazalty. V priebehu diferenciácie (so zvyšovaním obsahu SiO_2) sa obohacujú horniny železom v pomere k horčíku. Tak napr. od tholeiitických čadičov po tholeiitické dacity (príp. až ryolity) sa pomer $\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$ zvyšuje

od 1,5 po 4. Takéto zvyšovanie celkového obsahu železa v pomere k horčíku sa prejavuje výrazne k vrcholu *M* vypuklým priebehom diferenciácie krivky vulkanitov tholeiitovej série v trojuholníku *AFM* (obr. 6). Tento priebeh diferenciácie sa na rozdiel od priebehu diferenciácie, ktorú charakterizoval M. L. Bowen (1928) pre eruptíva alkalicko-vápenatého radu („bowenovský trend“ kryštalizačnej diferenciácie), označuje ako „fennerovský trend“. Definovali ho pri štúdiu telesa Skaergaard v Grónsku (C. N. Fenner 1929, L. R. Wager — W. A. Deer 1939). Tholeiitová séria sa vyznačuje len nevýrazným zvýšením obsahu SiO_2 , ale na druhej strane podstatným zvýšením $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ v začiatočných a hlavných štádiách frakčnej kryštalizácie. Typický je aj nízky obsah draslíka (v intermediárnych až bazických efuzivách tholeiitového radu je 0,1—0,5 K_2O), pričom súčasne možno pozorovať výraznú prevahu nátria nad káliom ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5\text{—}15$). Len v kyslých členoch tholeiitového radu, ktorých objem je v porovnaní s objemom tholeiitických čadičov veľmi nízky, obsah K_2O dosahuje hodnotu 1,5 %. Súčasne je známe, že horniny tholeiitického radu v porovnaní s horninami toho istého obsahu SiO_2 , ktoré však patria do alkalicko-vápenatého a alkalického radu efuzív, majú vždy nižší obsah K_2O . Tieto rozdiely výrazne vystupujú napr. v diagrame $\text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ (P. Jakeš — A. J. R. White 1972 — obr. 7).

Relatívne vysoký obsah SiO_2 v tholeiitoch (tab. 1), nízky obsah kyslíčnikov alkalických kovov a MgO sa vo vypočítanom normatívnom zložení prejavuje prítomnosťou normatívneho *q* a v rozhodujúcej väčšine prípadov chýbaním normatívneho olivínu a normatívneho nefelínu. Charakteristickým geochemickým znakom hornín tholeiitového radu je nízky obsah „inkoharentných“ (nekoherentných) prvkov (K, Rb, Sr, Ba, U, Th, t. j. prvkov, ktoré nevstupujú do zloženia primárnych silikátov vrchnoplášťovej asociácie, teda olivínu a Al-pyroxénu; A. V. Ringwald — D. H. Green 1967). Aj napriek celkovo nízkemu obsahu uvedených katiónov, kontinentálne tholeiity sú na uvedené katióny, v porovnaní s oceánskými tholeiitmi, bohatšie.



Obr. 6. *AFM* diagram (*M* = MgO ; *F* = $\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; *A* = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). *P* — pigeonitová séria efuzív (prakticky zhodná s dnešnou tholeiitickou sériou); *H* — hypersténová séria efuzív (prakticky zhodná s dnešnou alkalicko-vápenatou sériou); *P* a *H* série definoval H. Kuno (1950, 1959); *K* — komatiity (N. T. Arndt et al. 1977)



Obr. 7. 1 — tholeiitické, 2 — alkalicko-vápenaté, 3 — šošonitové série ostrovných oblúkov (P. Jakeš — A. J. R. White 1972)

Podľa B. G. Lutca (1975) pomer K/Na je pri jednotlivých typoch čadičov rozdielny (oceanické tholeiity = 0,02—0,1; kontinentálne tholeiity = 0,05—0,5; alkalické olivinické čadiče = 0,3—1,0; K-čadiče = 1,0—5,0). Tholeiity v porovnaní s alkalickými olivinickými bazaltmi charakterizuje vyšší obsah tranzitných kovov (Sc, V, Cr, Mn a Ni).

Podľa obsahu niektorých prvkov v stopových koncentráciách medzi oceanickými tholeiitmi v širšom zmysle možno vyčleniť: a) tholeiity oceanického dna (nízky obsah Ba — nižší ako 0,01, nízky pomer Rb/Sr. Rb je v koncentráciách niekoľkých ppm, obsah Sr je do 150 ppm); b) tholeiity ostrovných oblúkov sa vyznačujú vyšším obsahom Rb (5—15 ppm), pomer Rb/Sr je nižší ako 0,02,

Prehľad chemického zloženia základných typov bázičých efuzív

Tab. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,16	50,7	49,3	48,3	44,26	50,2	53,74	44,9
TiO ₂	0,71	2,0	1,8	3,4	3,46	0,75	1,06	0,19
Al ₂ O ₃	3,54	14,4	15,2	16,2	14,30	17,6	15,84	5,3
Fe ₂ O ₃	0,46	3,2	2,4	4,9	4,61	2,8	3,25	10,4
Cr ₂ O ₃	0,43							
FeO	8,04	9,8	8,0	7,7	7,79	7,2	4,85	0,26
MnO	0,14	0,2	0,17	0,2	0,21	0,25	0,11	0,18
NiO	0,20							0,02
MgO	37,47	6,2	8,3	4,8	8,34	7,4	6,36	33,6
CaO	3,08	9,4	10,8	8,1	11,26	10,5	7,90	5,0
Na ₂ O	0,57	2,6	2,6	4,2	3,48	2,8	2,38	0,35
K ₂ O	0,13	1,0	0,24	1,5	1,59	0,40	2,57	0,08
P ₂ O ₅	0,06		0,21	0,7	0,70	0,14	0,54	
H ₂ O							1,08	

- 1 — Model vrchnoplášťového pyrolitu (A. E. Ringwood 1966);
- 2 — kontinentálny tholeiit ($n = 144$; D. W. Hyndman 1972);
- 3 — oceanický tholeiit ($n = 161$; D. W. Hyndman 1972);
- 4 — hawaitt ($\approx$ alkalický olivinický bazalt; $n = 62$; G. A. Macdonald 1968);
- 5 — bazanitoid ($\approx$ bazanit; A. Lacroix 1928 in F. J. Turner — J. Verhoogen 1960);
- 6 — bazalt s vysokým obsahom Al₂O₃ (high alumina basalt) z Japonska a Kórey ($n = 11$; H. Kuno 1960);
- 7 — augitický šošonit (Gumanch river, Mt. Hagen, Nová Guinea — P. Jakeš — A. J. R. White 1969);
- 8 — peridotitický komatiit (MgO > 30 %), Munro Township, Ontario, Kanada (N. T. Arndt et al. 1977).

obsah Ba = 160—175 ppm, obsah Sr je do 300 ppm. Uvedené geochemické charakteristiky dokumentujú výraznejšiu „primitívnosť“ tholeiitov oceanického dna v porovnaní s tholeiitmi ostrovných oblúkov.

Oceanickým tholeiitom sú podobné bazické efuzíva orogénnych oblastí kontinentov, ktoré sú členmi diabázových, spilitovo-diabázových a spilitovo-keratófýrových formácií predorogénneho štádia vývoja mobilných zón. V recente vznikajú tholeiity najmä v stredoceanických chrbtoch a ostrovných oblúkoch. S tholeiitmi sú geneticky späté zrudnenia sírníkov železa a medi.

Alkalické čadiče

Alkalické čadiče sú druhým základným typom bazických efuzív. Sú známe z oceanických ostrovov (Havaj), riftových zón kontinentov, aktívnych okrajov kontinentov i medzihorských masívov, resp. mladých vnútrokontinentálnych pohorí.

Alkalické čadiče sú členmi alkalických sérií efuzív, pre ktoré je charakteristická prítomnosť zástupcov živcov (nefelín, leucit). Celkove sa alkalické série efuzív vyznačujú menej pestrú asociáciou hornín, ako je to napr. v prípade alkalicko-vápenatého radu. Jednoznačne prevládajúcimi horninovými typmi alkalickej série sú alkalické olivinické čadiče (bazalty) a bazanity.

V súčasnosti sa všeobecne akceptuje predpoklad, že alkalické olivinické čadiče sú produktom parciálneho tavenia hypotetického pyrolitu, resp. granátického peridotitu a eklogitu vrchného plášťa. Pritom sa oblasť tavenia všeobecne situuje „hlbšie“, ako je to v prípade oceanických tholeiitov. Z toho vychodí, že alkalické olivinické čadiče pravdepodobne nie sú produktom diferenciácie oceanických tholeiitov, ako to predpokladali niektorí autori v minulosti.

Členy alkalickej série efuzív sa v minulosti označovali nejednotne. Najčastejšie sa používalo označenie „alkalická séria“ efuzív. V podstate jej synonymom bola „atlantická provincia“. Horniny tejto provincie sa napr. podľa P. Niggliho (1929) rozdeľovali na: a) atlantickú provinciu s. s. (horniny s výraznou prevahou nátria nad káliom); b) mediteránnu provinciu (prevaha kália, resp. jeho rovnaké zastúpenie s nátriom v horninách tejto provincie). V zmysle schémy H. Stilleho (1953) sú horniny alkalického charakteru produktmi „finálneho“ vulkanizmu orogénnych oblastí, ktorý tento autor definoval.

V priebehu vývoja alkalických bazaltických tavenín kryštalizuje pestrá paleta minerálov. Je to najmä olivín, klinopyroxén (často Ti-augit), amfibol, alkalický amfibol, magnetit, anortoklas a zástupcovia živcov.

V asociácii alkalických efuzív literatúra uvádza rozličné horninové typy s nejednotnou náplňou termínov. Tak napr. podľa G. A. Macdonalda — T. Katsuru (1964) a D. S. Coombsa — J. F. Wilkinsona (1969) majú najčastejšie bazaltoidné efuzíva alkalického radu nasledujúcu asociáciu normatívnych minerálov:

hawaiiit — An 40—52 %, ne, hy (5—14 %),

bazanit — An > 50 %, ne > 5 %, analcím,

alkalický olivinický bazalt — An > 50 %, ne < 5 %.

ankaramit — výrazne porfyrický typ, an + ne ako v bazanite, pribl. 70 %
ol + Ca-px z celkového množstva minerálov horniny.

Pre vysokoalkalické typy bazických efuzív je charakteristický vysoký obsah alkalických kovov (vo vzťahu k nízkemu obsahu kremíka), ktorým je suma ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) a dosahuje 6—7 % (ojedinele aj viac). Pritom, ako sme už uviedli, v celej sérii existujú vyhranene nátrievé, kálievé, resp. zmiešané horninové typy.

Charakteristickým geochemickým znakom alkalických sérií efuzív je vysoká koncentrácia titánu. Vzťah

$$\frac{\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}} = 0,5\text{—}2,5$$

V porovnaní s predchádzajúcou a nasledujúcou sériou je obsah inkoherentných prvkov v alkalickej sérii efuzív najvyšší. Koncentrácia Ba a Sr dosahuje 1000 ppm, ojedinele aj vyššie hodnoty. Podobne je vysoký aj obsah Rb, pričom pomer K/Rb neprevyšuje 250.

Osobitným typom bazaltov sú tzv. „mierne alkalické“ (mildly alkaline), resp. „prechodné“ (transitional) bazalty. Vyznačujú sa nízkym pomerom normatívnych *hy/di*, pričom neobsahujú ani *ne* ani *q*. Podľa M. N. Bassa (1972) majú „prechodné bazalty“ tieto charakteristické znaky: a) sú častým typom bazaltov; b) vyskytujú sa na oceanických chrboch, resp. v ich blízkosti ako oceanická kôra a tvoria aj horninovú náplň oceanických ostrovov; c) sú priestorovo späté s výskytom alkalických olivinických bazaltov a tholeiitov; d) aj keď ich vznik ovplyvnila frakčná kryštalizácia, sú samostatným typom bazaltickej magmy generovanej vo vrchnom plášti.

Pre časť takto charakterizovaných prechodných bazaltov (a to najmä prechodných bazaltov s prevládajúcim tholeiitickým trendom chemického zloženia) sa hodí označenie „olivinický tholeiit“, t. j. typ s normatívnym *hy + ol* (H. S. Yoder — C. E. Tilley 1962).

Charakteristickým znakom alkalických olivinických bazaltov, ale aj nefelinitov, trachybazaltov, resp. aj ďalších členov tejto asociácie je prítomnosť uzavrenín (xenolitov) zložených z horečnatého olivínu, ortopyroxénov a klinopyroxénov, granátu, Al—Cr spinelu, aj plagioklasu, melilitu a sufidov. Uzavreniny granátických a spinelových peridotitov a pyroxenitov majú rozličné rozmery (od 0,1 mm až po niekoľko desiatok cm) a veľmi variabilný tvar.

Náhľady na vznik peridotitových uzavrenín v alkalických olivinických bazaltoch, bazanitoch a ďalších typoch alkalických efuzív možno zaradiť do štyroch skupín (D. H. Green — A. E. Ringwood 1967).

a) Lherzolitové (peridotitové) uzavreniny predstavujú nahromadeniny kryštálov vzniknúcich v pikritických, resp. bazaltických magmách bohatých na olivín pri strednom a vysokom tlaku;

b) lherzolitovými minerálnymi asociáciami (uzavreninami) sú xenolity „materského plášťa“, z ktorého za vhodných podmienok možno získať bazaltickú taveninu;

c) xenolity lherzolitov sú ťažko taviteľným (refraktorným) rezíduom plášťových peridotitov po predchádzajúcom parciálnom vytavení bazaltických tavenín;

d) lherzolity xenolitov sú útržkami plášťových peridotitov selektívne ochudobnených o inkompatibilné prvky.

V zmysle argumentov pre každú z uvedených skupín možností (l. c.) sa sú-

časne najpravdepodobnejším javí pôvod lherzolitových uzavrení (xenolitov) v skupine alkalických efuzív bazaltovej skupiny podľa predstáv uvedených ad c a d. V prospech xenolitového pôvodu uvedených uzavrení svedčia najmä tieto mikroskopické kritériá:

1. Podľa výsledkov štúdia dnes už desiatok autorov sú kontakty medzi uzavierajúcimi alkalickými bazaltmi s. l. a xenolitmi vždy ostré. Na kontaktoch možno pozorovať prevažne selektívne natavovanie a sekundárny rozklad pyroxénov (ale nie olivínov, ktoré majú vyšší bod tavenia ako pyroxény).

2. Na stavbe peridotitových xenolitov sa zúčastňujú minerály, ktoré v uzavierajúcich horninách chýbajú: granát, A—Cr spinel, vysokohorečnatý olivín (na rozdiel od horečnato-železnateho olivínu v hornine). Naproti tomu v bazaltoch a podobných alkalických efuzívach sú podstatne zastúpené plagioklasy, nefelín a i., ktoré v xenolitoch chýbajú.

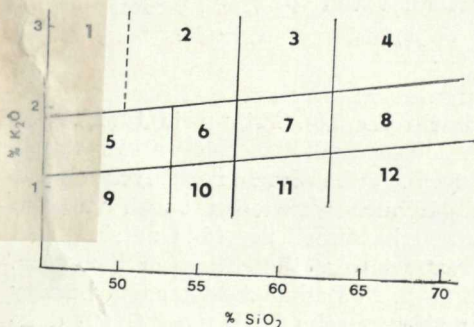
3. Pre xenolity je charakteristická prítomnosť fenoménov svedčiacich o uplatnení tlakov na hotovej minerálnej asociácii xenolitov. Ide najmä o často pozorovanú prítomnosť lamiel odmiešania klinopyroxénov v ortopyroxénoch, prednostnú petrotektonickú orientáciu olivínov a ďalších minerálov, častú undulozitu olivínov, napr. aj v prípade kvartérnych bazaltov, a ďalšie znaky.

Šošonitová (shoshonite) séria je geochemicky samostatnou sériou alkalických efuzív. Šošonity definovala G. A. Joplinová (1963) z Austrálie a ich vzťah a geotektonické postavenie k ostatným typom bazaltov rozpracovali najmä P. Jakes — A. J. R. White (1972).

Šošonity sa vyznačujú vysokým obsahom alkálií (5 a viac % v horninách bazaltického chemického zloženia), pričom je však podiel $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ blízky hodnote 1. Tento pomer je podľa D. E. Mackenzieho — B. W. Chappela (1972) pri rozličnom obsahu SiO_2 nasledujúci: 50 % SiO_2 ... $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,6$
60 % SiO_2 ... $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,0$

Železitosť šošonitovej série sa podobá zléžitosti alkalicko-vápenatej sérii, t. j. diferenciácia prebieha podľa bowenovského trendu. Obsah inkoharentných prvkov je vyšší ako v predchádzajúcich sériách: Rb = 75—120 ppm, Sr = 700—850 ppm, Ba = 850—1000 ppm, K/Rb = 200—400, Rb/Sr = 0,11—0,14.

Podľa D. E. Mackenzieho — B. W. Chappela (1972) do šošonitovej série patria: absarokit — šošonit — latit — toscanit (zostavené podľa stúpajúceho obsahu SiO_2 — obr. 8). V zmysle práce uvedených autorov (l. c.) sa horniny šošonitovej a alkalicko-vápenatej série z Papuy (Nová Guinea) odlišujú takto: obsah Cr, Ni, Cu, Rb, Sr je výrazne vyšší v šošonitovej sérii; obsah U je



Obr. 8. 1 — absarokit; 2 — šošonit; 3 — latit; 4 — toscanit. 1—4 — šošonitová séria (D. E. Mackenzie — B. W. Chappel 1972), 5 — bazalt bohatý na K a Al; 6 — andezit bohatý na K a chudobný na Si; 7 — andezit bohatý na K; 8 — dacit bohatý na K; 9 — „vysoko-hliníkový“ bazalt; 10 — andezit chudobný na Si, 11 — andezit; 12 — dacit

nevýrazne vyšší v šošonitovej sérii; obsah Ba a Y je v oboch sériách podobný; obsah Nb je vyšší v horninách alkalicko-vápenatej série.

Šošonity sú známe z riftových zón kontinentov, z aktívnych okrajov kontinentov (v takom prípade sú reprezentantmi efuzív šošonitovej série najmä latity), z tylových oblastí ostrovných oblúkov a miestami aj z oceanického dna.

Alkalicko-vápenaté čadiče

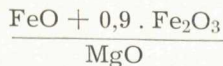
Vulkanity alkalicko-vápenatého radu sú veľmi rozšírené. Tvoria hlavnú masu vulkanitov ostrovných oblúkov a vulkanitov aktívnych okrajov kontinentov. Sú charakteristické aj pre vnútrokontinentálne pohoria alpínskeho typu, resp. priľahlé medzihoorské masívy.

Pre alkalicko-vápenatú sériu efuzív alpinotypných pohorí je charakteristické, že vznikla následne po hlavných fázach orogenetických procesov, resp. synchrónne s vrásnivými fázami (v klasickom chápaní vývoja geosynklinál, napr. v zmysle H. Stilleho 1953). Celá asociácia sa viaže na kontinentálny typ zemskej kôry; okrem bazických členov (alkalicko-vápenatých bazaltov) sa vulkanity alkalicko-vápenatého radu v oceanických oblastiach nevyskytujú (okrem uvedených ostrovných oblúkov).

Asociácia vulkanitov alkalicko-vápenatého radu sa v minulosti označovala nejednotne. V zmysle F. Becka (1903) ide o horniny „pacifickej provincie“ (toto označenie sa používalo prakticky až do 50. rokov). Podľa F. J. Turnera — J. Verhooгена (1960) ide o „bazaltovo-andezitovo-ryolitovú asociáciu“, „andezitovú asociáciu“ (W. R. Dickinson 1962; S. R. Taylor — A. E. J. White 1965), „hypersténovú sériu“ (H. Kuno 1950) alebo „vápenato-alkalickú sériu“ (D. H. Green — A. E. Ringwood 1968). Bazalty, ktorých časť patrí do tejto série, označoval H. Kuno (1960) „high alumina basalt“ (bazalty s vysokým obsahom hliníka). V orogénnych oblastiach sa vulkanity tejto série v zmysle predstav H. Stilleho (1953) označovali za produkt „subsekventného vulkanizmu“.

K alkalicko-vápenatej sérii patrí pestrá skupina hornín, ktorú reprezentuje rad alkalicko-vápenatý bazalt — andezit — dacit — ryolit. Najrozšírenejšími typmi sú pritom andezity a bazaltoidné andezity. Kyslé členy série, najmä ryolity, sa vyskytujú zriedkavo.

Základnými horninotvornými minerálmi alkalicko-vápenatého radu efuzív sú pyroxény, amfiboly a plagioklasy. Najrozšírenejšie horninové typy charakterizuje vysoký podiel pyroklastického materiálu. Vzťah



je najčastejšie v rozmedzí 0,8—1,6 (ojedinele do 2,0). Pritom je typické, že sa so zvyšovaním obsahu SiO_2 nemení. Obsah kálie v celej alkalicko-vápenatej sérii je vyšší ako v tholeiitovej sérii. V bazaltoch rozličných oblastí varíruje okolo hodnoty 1 %. V kyslých členoch série jeho obsah varíruje v rozmedzí 2—2,5 %. V alkalicko-vápenatých bazaltoch prevláda natrium nad káliom, ale prevaha nátrie je menej výrazná ako v tholeiitických bazaltoch. Pomer $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ je prevažne v rozmedzí 2—3. Pre alkalicko-vápenaté bazalty je charakteristický vysoký obsah Al_2O_3 , podľa ktorého H. Kuno (1960) defi-

noval samostatný typ bazaltov. Horniny alkalicko-vápenatej série sa v porovnaní s horninami tholeiitckej série vyznačujú vyšším obsahom inkohorentných prvkov. Obsah Rb je okolo 45 ppm, Sr = 330—450 ppm, Ba = 115—520 ppm, K/Rb = 340—430, Rb/Sr = 0,33—1,20. Pritom podľa analytických výsledkov publikovaných v ostatných rokoch sú rozdiely v zastúpení niektorých hlavných a stopových prvkov aj medzi alkalicko-vápenatými sériami efuzív rozličnej geotektonickej pozície. Tak napr. P. J a k e š — A. J. R. W h i t e (1972) zdôraznili rozdiely v chemickom zložení vulkanitov alkalicko-vápenatého radu Ánd napr. od vulkanitov ostrovných oblúkov. Vulkanity Ánd sa od vulkanitov ostrovných oblúkov odlišujú najmä zvýšeným obsahom kremika, kália, rubídia a stroncia, ako aj zvýšenou železitosťou.

Už v roku 1950 C. D. T i l l e y zdôraznil význam afyrických bazaltov v orogénnych oblastiach, pre ktoré je charakteristický vysoký (okolo 17 %) obsah Al_2O_3 . Pri tomto type bazaltov (bazalty s vysokým obsahom Al) H. K u n o (1960) predpokladal existenciu magmy, ktorá je podľa svojho zloženia sprostredkujúcim typom medzi alkalickými olivinickými bazaltmi a tholeiitmi. K uvedenej geotektonickej pozícii bazaltov s vysokým obsahom Al zaujali kritické stanovisko H. S. Y o d e r — C. E. T i l l e y (1962), ktorí prítomnosť bazaltov s vysokým obsahom Al uviedli aj v telesách tholeiitického charakteru (Skaergaard v Grónsku), resp. spolu s alkalickými olivinickými bazaltmi (Havaj, Hebridy).

Typickým znakom minerálneho zloženia alkalicko-vápenatých bazických efuzív (bazaltov) je prítomnosť ortopyroxénu (namiesto pigeonitu) v ich základnej mase. Olivín býva prítomný vo forme porfyrických výrastlíc aj v základnej mase, pričom často možno pozorovať reakčný lem tvorený hypersténom. V niektorých typoch bazických vulkanitov tohto radu je jediným reprezentantom tmavých minerálov augit.

Pravdepodobne najcharakteristickejším znakom chemického zloženia bazaltov alkalicko-vápenatého radu je zvýšený obsah hliníka a nižší podiel FeO/MgO v porovnaní s podobnými horninovými typmi tholeiitovej série. Zvýšený obsah hliníka je odrazom vyššieho obsahu modálnych plagioklasov.

Genéza bazaltov alkalicko-vápenatej série sa v porovnaní s ďalšími typmi interpretuje heterogénnejšie. Časť autorov (N. L. B o w e n 1928, E. F. O s b o r n 1962) predpokladá, že frakčná kryštalizácia tholeiitckej (v tomto zmysle „základnej“) magmy mohla vytvoriť alkalicko-vápenatú sériu efuzív. Iní autori (C. E. T i l l e y 1950, H. K u n o 1950) predpokladajú vývoj alkalicko-vápenatej série po predchádzajúcej kontaminácii sialického (granitického) materiálu frakčnou kryštalizáciou. V ostatných rokoch rad autorov interpretuje alkalicko-vápenatú sériu ako produkt anatexie kôry kontinentálneho typu v oblastiach podsúvania (subdukcie) oceanickej platne pozdĺž Benioffovej zóny.

Komatiity

Ultrabázické (a netypické bazické) efuzívne horniny pod názvom „komatiity“ z povodia rieky Komati v prekambriu južnej Afriky opísali M. J. V i l j o e n — R. P. V i l j o e n (1969). Podľa nich jedným zo základných znakov komatiitov je ich extruzívny charakter (tým sa odlišujú od chemicky podobných ultrabázických hornín typu peridotitov). Komatiity sa vyznačujú aj niektorými špecifickými znakmi chemického zloženia: relatívne vysokým obsahom

SiO₂, vysokým podielom Fe/Mg, nízkym obsahom alkalických kovov, a najmä vysokým podielom Ca/Al.

Neskôr C. Brooks — S. R. Hart (1974) spresnili charakteristiku komatiitov v tom zmysle, že ide o „nekumulátové“ horniny s obsahom MgO > 9 %, K₂O < 0,5 %, TiO₂ < 0,9 %, a CaO/Al₂O₃ > 1.

Pretože v ostatných rokoch boli horniny komatiitového charakteru (a to prevažne pod inými označeniami, napr. „vysokohorečnaté bazalty“, „archaické peridotity“, „horečnaté lávy“, „ultramagneziálne bazalty“ a i.) opísané z Rodézie, Indie, Austrálie, Sibírskeho štítu a i., pričom podľa N. T. Arndta et al. (1977) sa okrem vysokého podielu CaO/Al₂O₃ podobajú komatiitom v zmysle definície C. Brooks a — S. R. Harta (1974). N. T. Arndt et al. (1977) podali novú definíciu bázicko-ultrabázických hornín efuzívneho a hypoabysálneho typu, ktoré tvoria samostatnú sériu efuzív — „komatiitovú sériu“.

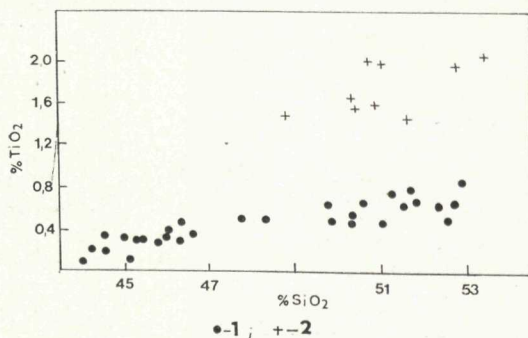
V komatiitovej sérii uvedení autori (l. c.) rozlíšili: peridotitové komatiity (MgO > 20 %), pyroxenitové komatiity (MgO = 12—20 %), bazaltické komatiity (MgO > 12 %). Pre celú komatiitovú sériu efuzív je charakteristický vysoký obsah Ni a Cr. Časť peridotitových komatiitov je kumulátového pôvodu. Výraznú väčšinu členov komatiitovej série charakterizuje „spinifexová“ štruktúra. Vyznačuje sa orientovaným prerastaním ihličiek, tabuliek, resp. skeletových kryštálov olivínu a klinopyroxénu, ktoré sú navzájom rozmiestnené všesmerne alebo usmernene a sú uložené v jemnozrnnom agregáte klinopyroxénov, resp. v devitrifikovanom skle.

Podľa týchto autorov (l. c.) asi všetky efuzíva, ktoré majú textúry svedčiace o efuzívnom pôvode a majú pritom vyšší obsah MgO ako 15 %, patria pravdepodobne do komatiitovej série efuzív. Komatiitová séria efuzív sa teda vyznačuje obsahom MgO medzi 12—28 % a obsahom SiO₂ v rozmedzí 44—56 %. Súčasne sú pre členy komatiitovej série (a to najmä pre ich odlišenie od tholeiitovej série) charakteristické nasledujúce hodnoty: FeO/FeO + MgO pri danom obsahu Al₂O₃, TiO₂ pri danom obsahu MgO, resp. SiO₂ (obr. 9).

Doteraz nazhromaždené terénne, petrografické a chemické fakty svedčia o existencii samostatnej komatiitovej série efuzív, ktorej členy vykryštalizovali z taveniny blízkej peridotitovým komatiitom, pričom ďalšie horninové typy série vznikli frakčnou kryštalizáciou alebo akumuláciou z daného základného typu.

Referát nemohol vyčerpať problematiku bázických efuzív v celej šírke. Mnohé problémy, akým je napr. otázka jednotnej nomenklatury efuzívnych hornín,

budú jednoznačnejšie po vypracovaní príslušných návrhov Komisiou pre klasifikáciu a nomenklaturu erupívnych hornín pri IUGS. Dovtedy bude treba po-



Obr. 9. 1 — projekčné body lávy komatiitovej série; 2 — projekčné body lávy tholeiitickej série (N. T. Arndt et al. 1977)

užívať názvy hornín s príslušnou náplňou termínov tak, ako si to vyžaduje súčasný svetový trend.

Doručené 14. 12. 1977

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- Arndt, N. T. — Naldrett, A. J. — Pyke, D. R. 1977: Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro township, Northeast Ontario. *J. Petrol.*, 18, 2, pp. 319—369.
- Bass, M. N. 1972: Occurrence of transitional abyssal basalt. *Lithos*, 5, pp. 57—67.
- Bowen, M. L. 1928: *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton Univ. Press, 334 p.
- Brooks, C. — Hart, S. R. 1974: On the significance of komatiite. *Geology*, 2, pp. 107—110.
- Coombs, D. S. — Wilkinson, J. F. G. 1969: Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the east Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. *J. Petrol.*, 10, 2, pp. 440—501.
- Dickinson, W. R. 1962: Petrogenetic significance of geosynclinal andesitic volcanism along the Pacific Margin of North America. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 73, p. 1241—1256.
- Engel, A. E. J. — Engel, C. C. — Havens, R. G. 1965: Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 76, 7, pp. 719—734.
- Fenner, C. N. 1929: The crystallization of basalt. *Am. J. Sci.*, 5 th. Ser., 18, pp. 225—253.
- Frolova, T. I. — Rudnik, G. B. 1972: Toleitovyje bazalty podvižnych zon i okeanov i variacii ich svojstva v zavisimosti ot strukturnoj obstanovki. *Vest. Mosk. Univ., ser. geol.*, 5, s. 26—41.
- Green, D. H. — Ringwood, A. E. 1967: The genesis of basaltic magmas. *Contr. Min. Petr.*, 15, 2, pp. 104—190.
- Hyndman D. W. 1972: *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. New York, McGraw-Hill. 533 p.
- Chandrasekharam, D. 1973: Petrochemical variations in the Atlantic, Pacific and Indian ocean ridge basalts. *N. Jb. Miner., Abh.*, 120, 1, pp. 69—82.
- Chayes, F. 1966: Alkaline and sub-alkaline basalts. *Am. J. Sci.*, 264, pp. 128—145.
- Jakeš, P. — White, A. J. R. 1969: Structure of the Melanesian Arc and continental with distribution of magma types. *Tectonophysics*, 8, pp. 223—236.
- Jakeš, P. — White, A. J. R. 1972: Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 29—40.
- Joplin, G. A. 1963: Chemical analyses of Australian rocks. Pt. 1. Igneous and Metamorphic. *Aust. Bureau Miner. Res., Bull.*, 65, pp. 1—446.
- Kennedy, W. Q. 1933: Trends of differentiation in basaltic magmas. *Am. J. Sci.*, 225, pp. 239—256.
- Kuno, H. 1959: Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcanol.*, 20, 2, pp. 37—76.
- Kuno, H. 1960: High alumina basalt. *J. Petrol.*, 1, p. 121—145.
- Kuno, H. 1969: Plateau basalts. *The earth's crust and upper mantle* (P. E. Hart, Ed.). Am. Geophys. Union, Washington, D. C., pp. 495—501.
- Kushiro, I. — Kuno, H. 1963: Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. *J. Petrol.*, 4, pp. 75—89.
- Kutolin, V. A. 1972: Problemy petrochimiji i petrologiji bazaltov. Novosibirsk, Nauka. 207 s.
- Kuznecov, J. A. 1964: Glavnyje typy magmatičeskich formacij. Moskva, Nedra. 385 s.
- Lutic, B. G. 1975: Chimičeskij sostav kontinentaľnoj kory i verchnej mantiji. Moskva, Nauka. 166 s.

- Macdonald, G. A. 1968: Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 116, pp. 477—522.
- Macdonald, G. A. — Katsura, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, pp. 82—133.
- Mackenzie, D. E. — Chappell, B. W. 1972: Shoshonitic and calcalkaline lavas from the Highlands of Papua New Guinea. *Contrib. Min. Petr.*, 35, pp. 50—62.
- Middlemost, E. A. K. 1975: The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, 11, pp. 337—364.
- Miyashiro, A. 1974: Volcanic rocks series in island arcs and continental margins. *Am. J. Sci.*, 174, pp. 321—355.
- Miyashiro, A. 1975: Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 3, pp. 251—269.
- Niggli, P. 1936: Die Magmentypen. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 16, pp. 335—399.
- O'Hara, M. J. 1965: Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish J. Geol.*, 1, pp. 19—40.
- Osborn, E. F. 1959: Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, 257, pp. 609—647.
- Powers, N. A. 1932: The lavas of the Modoc-bed quadangle, California. *Am. Miner.*, 17, pp. 253—294.
- Ringwood, A. E. 1966: The chemical composition of the earth. In: *Advances in earth science* (P. M. Hurley, Ed.). M. I. T. Press, Boston, pp. 287—356.
- Rittmann, A. 1953: Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. *Bull. volcanol.*, 14, pp. 45—58.
- Shido, F. — Miyashiro, A. — Ewing, M. 1971: Crystallization of abyssal tholeiites. *Contr. Min. Petrol.*, 31, p. 251—266.
- Stille, H. 1953: Der geotektonischen Werdegang der Karpaten. *Beihf. Z. Geol., Jb.*, 8.
- Šajmman, J. M. 1964: O sviazach između tipami magm i tektonikoj. *Sov. geol.*, 2.
- Taylor, S. R. — White, A. E. J. 1965: Geochemistry of Andesites and the growth of continents. *Nature*, 208, 5007, pp. 271—273.
- Thompson, R. N. — Esson, J. — Dunham, A. C. 1972: Major element chemical variation in the Eocene Lavas of the Isle of Sky, Scotland. *J. Petrol.*, 13, 2, pp. 219—253.
- Thornton, C. P. — Tuttle, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258, pp. 664—684.
- Tilley, C. E. 1950: Some aspects of magmatic evolution. *Q. J. Geol. Soc. (London)*, 106, pp. 37—61.
- Turner, F. J. — Verhoogen, J. 1960: *Igneous and metamorphic petrology*. New York, McGraw-Hill. 694 p.
- Tyrrel, G. W. 1937: Flood basalts and fissure eruption. *Bull. volcanol.*, 36, 1, pp. 174—190.
- Ustiev, E. K. 1963: Problemy vulkanizma-plutonizma. Vulkanoplutoničeskije formacii. *Izv. Akad. nauk SSSR, Ser. geol.*, 12.
- Viljoen, M. J. — Viljoen, R. P. 1969: The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. Upper Mantle Project, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 2, pp. 221—244.
- Wager, L. R. — Deer, W. 1939: The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddel. om Grönland*, 105, 4, 352 p.
- Wilkinson, J. F. G. 1956: Clinopyroxenes of alkali olivinebasalt magma. *Am. Miner.*, 41, pp. 724—743.
- Wilkinson, J. F. G. 1967: The petrography of Basaltic rocks. In: *Basalts* (H. H. Hess — A. Poldervaart, Eds.), pp. 163—214.
- Yoder, H. S. Jr. — Tilley, C. D. 1962: Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, pp. 342—532.
- Zaridze, G. M. 1970: Endogennyje formacii orogennykh oblastej. Moskva, Nedra. 311 s.