ANDRZEJ WYGRALAK

Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi

KARBONATYTY I ZWIĄZANE Z NIMI ZŁOŻA KOPALIN UŻYTECZNYCH

UKD 552.321+552.331:553.241.6]karbonatyty:553.3/.4.003.1

Termin karbonatyt wprowadził do geologii W. C. Brögger w 1921 r., nazywając tak skały węglanowe o pochodzeniu endogenicznym, występujące w rejonie Fen w Norwegii. Później termin ten uległ rozszerzeniu na wszystkie skały bogate w węglany i genetycznie związane z procesami magmowymi. Niektórzy badacze tym mianem obdarzali również pierwotnie osadowe skały węglanowe, które zostały następnie zmienione w wyniku procesów metamorficznych.

Obecnie pod pojęciem karbonatytów rozumie się zwykle skały węglanowe (kalcytowe, dolomitowe, syderytowe, ankerytowe) o pochodzeniu endogenicznym, związane genetycznie i przestrzennie z masywami skał alkalicznych i ultrazasadowych, występujące w formie intruzji magmowych lub potoków lawowych i posiadające specyficzne okruszcowanie minerałami pierwiastków ziem rzadkich oraz charakterystyczne następstwo asocjacji mineralnych (6, 10, 12).

Współcześnie znanych jest ponad 200 masywów skał alkalicznych i ultrazasadowych zawierających karbonatyty, zgrupowanych w 25 prowincjach (17, 14). Masywy te budzą znaczne zainteresowanie ze względu na występowanie w nich bardzo dużych (niekiedy unikatowych pod względem zasobów), kompleksowych złóż: niobu, tantalu, grupy cerowej pierwiastków ziem rzadkich, apatytu, flogopitu, wermikulitu a także złóż żelaza, miedzi, cynku, ołowiu, tytanu, cyrkonu, molibdenu, toru, uranu, barytu, fluorytu, farb mineralnych i niektórych innych kopalin użytecznych.

W ostatnich latach karbonatytowe złoża niobu i grupy cerowej pierwiastków ziem rzadkich stały się najważniejszym przemysłowym źródłem tych pierwiastków, odsuwając na dalsze miejsca złoża rozsypiskowe i związane z granitoidami (13).

POZYCJA GEOLOGICZNA MASYWÓW SKAŁ ALKALICZNYCH I ULTRAZASADOWYCH

Występowanie takich masywów jest charakterystyczne dla platformowych obszarów aktywizacji tektonicznej. Najbardziej znamienną cechą ich występowania jest przywiązanie do miejsc przecinania się głębokich pęknięć skorupy ziemskiej z innymi elementami strukturalnymi, np. z granicami równowiekowych formacji, z tektonicznymi granicami stref wczesnej stabilizacji skrajnej części platform, z rowami tektonicznymi itp. (8). Na podstawie składu chemicznego, badań izotopowych oraz badań geofizycznych skał hiperbazytowych budujących często znaczną część masywów przyjmuje się, że źródło magmy, z której powstały masywy znajdowało się na głębokości co najmniej 100—150 km (górna część płaszcza). Silnie alkaliczny charakter magmy jest wynikiem długiego czasu trwania i wieloetapowości procesów intruzywnych, co umożliwiło znaczną dyferencjację. Z tego też powodu poszczególne masywy mają bardzo zróżnicowany skład petrograficzny.

Aby powstały karbonatytonośne masywy skał alkalicznych i ultrazasadowych muszą być jednocześnie spełnione 3 następujące warunki (12):

a) obecność sztywnych partii skorupy ziemskiej,

b) powstanie lub odnowienie głębokich pęknięć i uskoków,

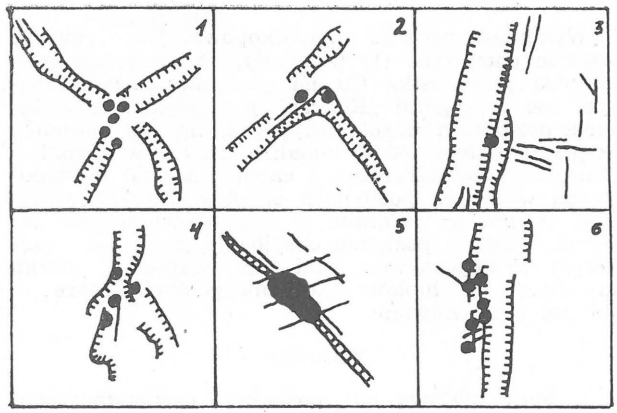
c) powolne, najczęściej wieloetapowe intrudowanie magmy wzdłuż głębokich rozłamów skorupy ziemskiej, powodujące jej silną dyferencjację oraz wyodrębnienie się skał alkalicznych i ultrazasadowych. Wydziela się 4 typy prowincji, w których występują następujące masywy:

1. Skrajne części platform. Tu intruzje wdzierały się wzdłuż głębokich pęknięć skorupy ziemskiej na granicy platform i stref geosynklinalnych. Procesy intruzywne zachodziły w czasie blokowego podnoszenia się obszarów geosynklinalnych. Masywy tego typu mają zwykle okrągły lub owalny kształt, budowę koncentryczną i są położone w odległości do setek kilometrów od skraju platformy w jej głąb (np. prowincja karelo-kolska, północnoafrykańska, zachodniobrazylijska).

2. Strefy połączenia platform ze skonsolidowanymi obszarami fałdowymi. Tutaj masywy są związane z uskokami równoległymi do skrajów platform i występują zarówno na obszarze aktywizacji platformy, jak i na przyległych obszarach postorogenicznych. Mają charakterystyczną formę elipsoidalną, a rzadziej — formę liniową (np. prowincji Sette-Dabańska i prowincja Sajanu Wschodniego w ZSRR).

3. Strefy ryftowe. Masywy mają formę okrągłą lub elipsoidalną. Klasycznym przykładem tego typu są masywy prowincji wschodnioafrykańskiej (ryc. 1).

W obrębie jednej prowincji poszczególne masywy występują grupami, co sugeruje ich związek z jednym ogniskiem magmowym. Masywy skał alkalicznych i ultrazasadowych znane są z prekambru i paleozoiku (prowincja ałdańska, Newady i in.), z mezozoiku (prowincja wschodniobrazylijska, zachodnioafrykańska i in.) oraz z kenozoiku (prowincja wschodnioafrykańska, reńska i in.), przy czym zawsze pojawiają się w końcowych stadiach epok magmowych (6, 17). Masywy zajmują powierzchnię od części km² do 56 km² (wyjątek stanowi masyw guliński na Syberii o powierzchni ok. 2000 km²).

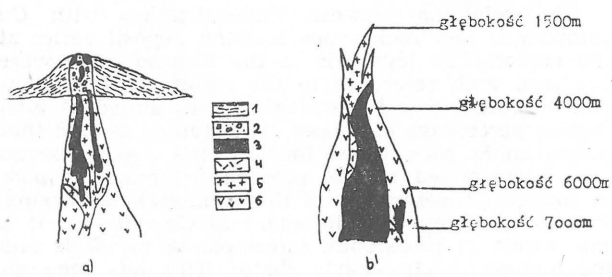


Ryc. 1. Pozycja strukturalna masywów skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów związanych ze strefami ryftowymi (wg Frołowa — 5).

1 — przecięcie dwóch ryftów — masywy: Museni, Songwe, Mbea, Nkombwa, Naczendezwaja (Afryka), 2 — połączenie ryftów — masywy: Dorowa i Shawa (Afryka), 3 — przecięcie ryftu strefą poprzecznych dyslokacji — masyw Kaisertuhls (RFN), 4 — rozczłonkowanie ryftu — masywy: Kaluwe, Naczomba, Mbambuto, Chazweta (Afryka), 5 — miejsce przecięcia się różnowiekowych rozłamów — masyw Niżnich Sajanów (ZSRR), 6 — uskoki kulisowe na granicy ryftu — masywy: Toror, Napak, Moroto, Kadam, Budeda, Bukusu, Sukulu (Afryka).

Fig. 1. Structural setting of alkaline-ultramafic and carbonatite massifs related to rift zones (after Frołow — 5).

1 — crossing of two rifts — massifs: Museni, Songwe, Mbea, Nkombwa and Naczendezwaja (Africa), 2 — converging rifts — massifs: Dorowa and Shawa (Africa), 3 — rift cut by zone of transversal dislocations — Kaisertuhls massif (FRG), 4 — partition of rift — massifs: Kaluwe, Naczomba, Mbambuto and Chazweta (Africa), 5 — place of crossing of fractures of different age — Niżne Sajany massif (USSR), 6 — en echelon faults at rift margin — massifs: Toror, Napak, Moroto, Kadam, Budeda, Bukusu and Sukulu (Africa).



Ryc. 2. Dwa typy masywów (wg Smirnowa — 12, nieco zmienione).

a — przekrój nie zerodowanego masywu odkrytego, b — przekrój masywu ślepego. 1 — efuzywy i tufy, 2 — skały facji gardzieli wulkanicznej, 3 — karbonatyty, 4 — ijolity i meltejgity, 5 — sjenity, 6 — hiperbazyty.

Fig. 2. Two types massifs (after Smirnow — 12, somewhat reduced).

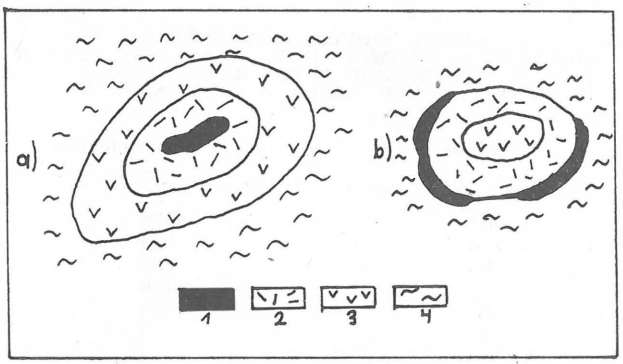
a — cross-section through uneroded exposed massif, b — cross-section through covered massif. 1 — effusive rocks and tuffs, 2 — rocks of volcanic neck facies, 3 — carbonatites, 4 — ijolites and melteigites, 5 — syenites, 6 — hiperbasites.

ETAPY ROZWOJU I BUDOWA GEOLOGICZNA MASYWÓW SKAŁ ALKALICZNO-ULTRAZASADOWYCH

Masywy mają złożoną, poligenetyczną budowę. W ich skład wchodzą intruzywne skały alkaliczne i ultrazasadowe, krzemianowe utwory metasomatyczne, karbonatyty, skały postkarbonatytowe, serie dajek i żył o zróżnicowanym składzie, a w niektórych prowincjach również utwory efuzywne i eruptywne.

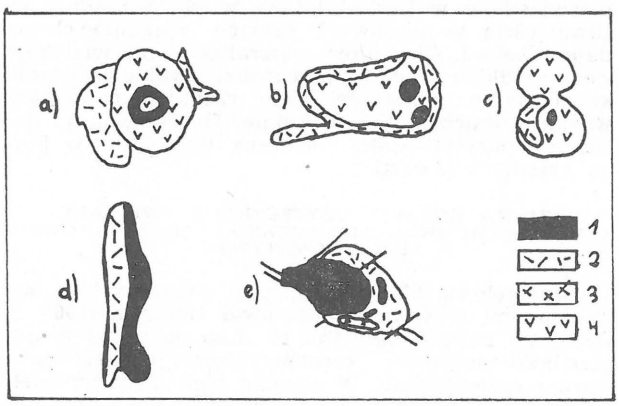
W procesie powstawania masywów można wydzielić stadium magmowe i pomagmowe (metasomatyczno-hydrotermalne). W stadium magmowym najczęściej wydziela się 4 etapy intruzywne różniące się składem petrograficznym intrudujących skał i rozdzielone przerwami czasowymi, które niejednokrotnie osiągają znaczną długość (6, 10, 12).

1. Etap hiperbazytowy — najstarszy. Powstają intruzje piroksenitów i oliwinitów a rzadziej perydoty-



Ryc. 3. Schemat poziomej strefowości w budowie masywów: a — strefowość prosta (normalna), b — odwrotna.
1 — karbonatyty, 2 — ijolity i meltejgity, 3 — ultrabazyty, 4 — fenity.

Fig. 3. Scheme of lateral zonality in structure of massifs: a— simple (normal) zonality, b — reversed.
1 — carbonatites, 2 — ijolites and melteigites, 3 — ultrabasites, 4 — phenites.



Ryc. 4. Morfologiczne typy masywów: a — koncentryczny (masyw Shawa w Afryce), b — ekscentryczny (masyw Wuorijarwi na półwyspie Kola), c — policentryczny (Yacupiranga w Brazylii), d — liniowy (masyw Hek w prowincji Sette-Dabańskiej w ZSRR), e — złożony (masyw Niżnich Sajanów).
1 — karbonatyty, 2 — ijolity, meltejgity, jakupirangity, 3 — sjenity, 4 — ultrabazyty.

Fig. 4. Morphological types of massifs: a — concentric (Shawa massif in Africa), b — eccentric (Wuorijarwi massif in the Kola Penninsula), c — polycentric (Yacupiranga in Brasil), d — linear (Hek massif in the Sette-Daban' region in USSR), e — complex (Niżnie Sajany).
1 — carbonatites, 2 — ijolites, melteigites, jacupirangites, 3 — syenites, 4 — ultrabasites.

tów i dunitów. W skałach tych obserwuje się podwyższoną zawartość tytanomagnetytu oraz chromu, niklu i kobaltu. Ponadto czasem występuje podwyższona koncentracja perowskitu a w pojedynczych przypadkach także platynowców.

2. Etap alkaliczno-hiperbazytowy. Intrudują biotytowe perydotyty, piroksenity oraz skały menilitowe.

3. Etap ijolitowo-meltejgitowy. Tworzą się skały nefelinowo-piroksenowe typu meltejgitów, ijolitów, jakupirangitów i urytytów.

4. Etap alkaliczno-sjenitowy — najmłodszy etap intruzywny. Powstają zróżnicowane skały typu nefelinowych i alkalicznych sjenitów o zmiennej zawartości nefelinu i minerałów ciemnych.

Skały każdego z etapów magmowych mogą tworzyć samodzielne intruzje. Ponadto każdemu z tych etapów zwykle towarzyszy osobna generacja dajek o zróżnicowanym składzie. Metasomatyczno-hydrotermalne stadium rozwoju masywów rozdziela się na 3 etapy:

1. Etap rozwoju krzemianowych utworów metasomatycznych. Na tym etapie powstają utwory metasomatyczne rozwijające się najczęściej po hiperbazytach i alkalicznych hiperbazytach, rzadziej zaś po skałach etapu ijolitowo-meltejgitowego i alkaliczno-sjenitowego. Wskutek metasomatozy kalcytowej skał etapów intruzywnych skład niektórych utworów metasomatycznych zbliża się do składu skarnów. Dlatego też bywają one często nazywane skarnami autoreakcyjnymi. W dalszym ciągu rozwoju tego procesu w wyniku zwiększania zawartości wapnia i dwutlenku węgla miejsce autoreakcyjnych skarnów zajmują karbonatyty.

2. Etap karbonatytowy.

3. Etap postkarbonatytowy. Formują się żyły i apofizy skał węglanowo-krzemianowych, przecinające karbonatyty i zawierające asocjacje mineralne typowe dla utworów hydrotermalnych (fluoryt, baryt i in.). Żyły te często wychodzą poza obręb masywów w strefę egzokontaktu.

Oprócz stadium magmowego i metasomatyczno-hydrotermalnego w rozwoju masywów wydziela się ponadto stadium hipergeniczne, w którym rozwija się pokrywa wietrzeniowa. Powstawanie masywów skał alkaliczno-ultrazasadowych wywołuje zmiany w skałach otaczających, prowadzące niekiedy do pełnego ich przeobrażenia. Najbardziej intensywne zmiany zachodzą w strefie egzokontaktu masywów, szczególnie gdy skałami otaczającymi są skały krzemianowe (łupki, piaskowce, granitognejsy, granity). Wielkość aureoli kontaktowej zależy od wielkości intruzji, stopnia spójności skał otaczających, różnic w składzie magmy i skał otaczających i innych czynników. Zwykle strefy zmian kontaktowych mają wielkość dziesiątek i setek metrów, niekiedy zaś sięgają paru kilometrów. Proces kontaktowo-metasomatycznych zmian skał egzokontaktów masywów nosi nazwę fenityzacji, a powstałe w jego wyniku skały nazwano fenitami.

Proces fenityzacji zachodzi wieloetapowo. Każdy etap intruzji znajduje swoje odzwierciedlenie w zmianach skał egzokontaktu, przy czym zmiany te sukcesywnie nakładają się na siebie i rozdzielić je jest niezwykle trudno. Najogólniej ujmując, w czasie fenityzacji zachodzi rozwój alkalicznych amfiboli (diopsydu, egirynu, augitu), zamiana kwarcu przez piroksen oraz rozwój procesu albityzacji (10, 12). W rezultacie powstają skały typu alkalicznych sjenitów i alkalicznych granitów, analogiczne do swych intruzywnych odpowiedników.

Zależnie od głębokości powstawania masywy dzieli się na 2 typy — odkryte i ślepe (ryc. 2). Pierwsze z nich tworzą kompleksy plutoniczno-wulkaniczne powstałe w warunkach, gdy intruzja dosięgnęła powierzchni ziemi. Tworzą one gardziele wulkaniczne wypełnione utworami eruptywnymi, efuzywami, skałami intruzywnymi i karbonatytami. Tego typu masywy są szeroko rozpowszechnione w karbonatytowych prowincjach Afryki.

Masywy ślepe powstawały w warunkach hipabisalnych. Najczęściej występują w strefach kontaktu platform ze skonsolidowanymi obszarami fałdowymi. Wśród obu typów masywów obserwuje się strefowość budowy. Może mieć ona charakter prosty lub odwrotny (ryc. 3). Strefowość prostą mają masywy, w centrum których występują utwory najmłodsze a ku peryferiom coraz starsze. Masywy ze strefowością odwrotną posiadają centrum zbudowane ze skał najstarszych, przechodzących ku peryferiom w młodsze. Wyróżnia się 5 morfologicznych typów masywów:

1. Masywy koncentryczne — centra struktur koncentrycznych zgadzają się z geometrycznym centrum masywu (ryc. 4a).

2. Masywy ekscentryczne — centra struktur koncentrycznych nie pokrywają się z geometrycznym centrum masywu (ryc. 4b).

3. Masywy policentryczne — mają dwa lub więcej koncentrycznych centrów rozłożonych zwykle wzdłuż dłuższej osi masywu (ryc. 4c).

4. Masywy liniowe — silnie wydłużone w jednym kierunku (ryc. 4d).

5. Masywy o budowie złożonej (ryc. 4e).

W związku z pionową strefowością budowy (ryc. 2) poszczególne masywy różnią się między sobą ilościową zawartością różnych typów skał na współczesnej powierzchni, zależnie od wielkości ścięcia ero-

zyjnego. W masywach głęboko zerodowanych główne znaczenie mają oliwinity i piroksenity (hiperbazyty). Przy średnim stopniu ścięcia erozyjnego przeważają skały serii jakupirangit — meltejgit — ijolit i karbonatyty. Jeśli stopień ścięcia erozyjnego jest niewielki najliczniej występują nefelinowe i alkaliczne sjenity i ich dajkowe odpowiedniki oraz karbonatyty. W nie zerodowanych masywach wulkanicznych (typu odkrytego) podstawową część stanowią utwory eruptywne oraz lawy fonolitowe, nefelinitowe a niekiedy karbonatytowe.

ROZWÓJ KARBONATYTÓW I ZWIĄZANA Z NIMI MINERALIZACJA

Skład mineralny karbonatytów świadczy o tym, że powstawały one w szerokim zakresie temperatur — od ponad 550°C do temperatury poniżej 100°C, przy czym w miarę ich rozwoju temperatura obniżała się. W karbonatytowym etapie rozwoju masywów skał alkaliczno-ultrazasadowych najczęściej wyodrębnia się 4 następujące po sobie fazy:

1. Faza wczesnych karbonatytów kalcytowych, zawierających w swym składzie 30—70% kalcytu oraz liczne minerały ciemne (augit diopsydowy, forsteryt, biotyt, nefelin, magnetyt) i apatyt. Niekiedy występuje też perowskit i kalcyrtyt. Mają one zwykle strukturę gruboziarnistą (kryształy minerałów ciemnych osiągają niekiedy wielkość do 5—10 cm) i teksturę masywną, bezładną a rzadziej warstwowaną. Dla karbonatytów tej fazy charakterystyczne jest metasomatyczne zastępowanie augitu diopsydowego forsterytem a następnie biotytem. Współwystępowanie kalcytu i nefelinu w jednej asocjacji dowodzi, że temperatura powstania tych karbonatytów była wyższa niż 550°C.

2. Faza karbonatytów kalcytowych. Zmniejsza się ilość minerałów ciemnych, augit diopsydowy zastępuje diopsyd, a zamiast biotytu pojawia się flogopit. Akcesorycznie występują minerały tytanu i cyrkonu (cyrkelit, baddeleit) oraz minerały zawierające tantal, niob, uran i tor (haczetolit, pirochlor). Struktura skał jest zwykle grubo- lub średnioziarnista a tekstura kierunkowa lub warstwowana.

3. Faza późnych karbonatytów kalcytowych i dolomitowych. Karbonatyty tej fazy mają złożony skład mineralny. W miejsce piroksenu i forsterytu pojawiają się alkaliczne amfibole, minerały z grupy serpentynu i talk. Obecny jest też dolomit. Akcesorycznie występuje: magnetyt, ilmenit, apatyt, chondrodyt, piryt, sfen, rutyl oraz minerały pierwiastków ziem rzadkich (pirochlor, lueshyt, eszynit, lindokit, fersmit, cyrkon).

4. Faza późnych karbonatytów dolomitowych i ankerytowych. Zawartość węglanów osiąga maksymalną wielkość (85—95% i więcej), miejsce kalcytu zajmuje dolomit, ankeryt, syderyt a niekiedy także stroncyjanit. Minerały krzemianowe (egiryn, arfedsonit, chloryt, epidot) i glinokrzemianowe (albit, grossular) stanowią zwykle nie więcej niż 3—5% objętości skały. Pojawiają się minerały asocjacji typowo hydrotermalnych, takie jak: fluoryt, baryt, sfaleryt i inne. Obecne są też minerały niobu (kolumbit, pirochlor) oraz zwykle duże ilości węglanów pierwiastków ziem rzadkich (bastnezyt, paryzyt, burbankit, karbocernait, ankylit, kordylit, lantanit). Karbonatyty tej fazy mają strukturę drobnoziarnistą i tekstury warstwowane.

Jak widać z powyższego, ewolucja składu karbonatytów przebiega w następującym kierunku: kalcyt → dolomit → ankeryt → syderyt. Ze względu na różny skład minerałów akcesorycznych niektórzy badacze (Pikor, 1956 fide — 6) dzielą karbonatyty na 2 typy o różnym znaczeniu praktycznym — karbonatyty apatytowo-magnetytowe, nazywane niekiedy kamaforytami (2) oraz karbonatyty z przemysłową zawartością pierwiastków ziem rzadkich.

We wszystkich karbonatytach zaznacza się koncentracja niobu, tantalu, cyrkonu, pierwiastków ziem rzadkich (głównie grupy cerowej), uranu, toru, strontu, baru, skandu i niektórych innych pierwiastków. Jedne z nich tworzą własne minerały (niob, cyrkon), inne — wyłącznie domieszki izomorficzne (tantal, skand), pozostałe zaś występują w obu wymienionych formach jednocześnie (9).

Tabela I

ŚREDNI STOPIEŃ KONCENTRACJI NIEKTÓRYCH PIERWIASTKÓW W KARBONATYTACH W PORÓWNANIU Z ICH ZAWARTOŚCIĄ W OSADOWYCH SKAŁACH WĘGLANOWYCH

Pierwiastek	Stopień koncentracji
Nb	6500
La	500
Ba	260
Ce	140
Zr	50
Y	3

Mineralizacja pierwiastkami ziem rzadkich wśród karbonatytów rozłożona jest w różnych masywach bardzo nierównomiernie, od praktycznie zerowej do bardzo dużej. We wczesnych, wysokotemperaturowych karbonatytach koncentruje się głównie niob, tantal, cyrkon i tytan w późnych natomiast — głównie pierwiastki ziem rzadkich, stront, bar i pierwiastki chalkofilne. Stopień koncentracji niektórych pierwiastków w karbonatytach w porównaniu z ich zawartością w osadowych skałach węglanowych podaje tabela I. Charakter mineralizacji pierwiastkami ziem rzadkich również przechodzi ewolucję. Początkowo wśród minerałów ziem rzadkich przeważają węglany (burbankit), następnie fluorowęglany (bastnezyt, parytyt), dalej fosforany (cyrkon) i w końcu krzemiany (ortyt).

ZŁOŻA KOPALIN UŻYTECZNYCH ZWIĄZANE Z MASYWAMI SKAŁ ALKALICZNO-ULTRAZASADOWYCH I KARBONATYTÓW

Szczegółową klasyfikację złóż związanych z wymienionymi masywami opracował Heinrich (1966, fide — 16), dzieląc wszystkie te złoża na cztery grupy: przedkarbonatytowe, karbonatytowe, postkarbonatytowe i egzogeniczne. W obrębie tych grup wydzielił on ponad 30 mineralnych typów złóż. Typy owe można zgrupować w 3 kompleksy formacji rudnych: perowskitowo-tytanomagnetytową, apatytowo-magnetytowo-flogopitową i polimetaliczną formację rudną karbonatytów (17).

Z masywami skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów wiąże się występowanie przemysłowych koncentracji następujących pierwiastków i kopalin użytecznych:

1. Niob. Karbonatytowe złoża tego pierwiastka mają ostatnio najważniejsze znaczenie w jego wydobyciu. Głównym przemysłowym minerałem jest pirochlor, rzadziej kolumbit a w pojedynczych wypadkach (złoża Oka w Kanadzie) niobowy perowskit-dysanalit. Do największych karbonatytowych złóż niobu należą (Kun, 1962 fide — 17): Tapira i Araxa w Brazylii (zasoby odpowiednio 8,7 mln t Nb_2O_5 i 5,6 mln t Nb_2O_5), Oka w Kanadzie (zasoby 100 tys. t Nb_2O_5), Mrima w Kenii (zasoby 700 tys. t Nb_2O_5), Sukulu w Ugandzie (zasoby 400 tys. t Nb_2O_5), Kaiserstuhl w RFN (zasoby 7 tys. t Nb_2O_5), Luesz w Zairze, Mbea w Tanzanii, Fen w Norwegii i Alno w Szwecji.

Średnia zawartość niobu w złożach karbonatytowych wynosi 0,10—0,15%, przy czym partiami koncentracja Nb_2O_5 może dochodzić do 3—4% (pokrywy wietrzeniowe karbonatytów zawierających pirochlor).

2. Pierwiastki ziem rzadkich. Dla karbonatytowych złóż pierwiastków ziem rzadkich znamienna jest duża przewaga ilościowa grupy cerowej a szczególnie lantanu, ceru i neodymu nad pozostałymi pierwiastkami tej grupy. Zasoby złóż sięgają setek tysięcy a niekiedy wielu milionów ton. We wczesnych karbonatytach kalcytowych pierwiastki ziem rzadkich wchodzą w skład pirochloru, dysanalitu i apatytu. Główna ich koncentracja jest jednak związana z późnymi karbonatytami ankerytowymi i syderytowymi, w których występują w postaci fluorowęglanów (paryzyt, bastnezyt) lub rzadziej w postaci fosforanów (monacyt, florencyt). Obserwuje się zmiany zawartości poszczególnych pierwiastków ziem rzadkich przy przechodzeniu od karbonatytów wczesnych do póź-

nych (3). Unikatowym pod względem zasobów (dziesiątki mln t) złożem podobnego typu jest złoże Mountain Pass w St. Zj. Przemysłową mineralizację pierwiastkami ziem rzadkich spotyka się ponadto w wielu masywach Afryki (Mrima, Nkombwa, Tundulu, Kangankunde, Wigu), w karbonatytowych prowincjach ZSRR i innych rejonów świata.

3. Apatyt. Karbonatytowe złoża apatytu nabierają coraz poważniejszego znaczenia w światowym wydobyciu tego surowca. Złoża te dzielą się na 2 typy:

a) hipogeniczne — związane z utworami metasomatycznymi o składzie apatytowo-magnetytowo-flogopitowym i apatytowo-magnetytowo-forsterytowym. Złoża takie występują na półwyspie Kola (Kowdor i in.) i w Afryce (Bukusu w Ugandzie, Polabora w RPA).

b) hipergeniczne — związane z pokrywami wietrzeniowymi karbonatytów (Yacupiranga w Brazylii, prowincja wschodnich Sajanów w ZSRR).

4. Flogopit i wermikulit. Flogopit koncentruje się głównie w pegmatytopodobnych skałach flogopitowo-oliwinowych i flogopitowo-diopsydowych, wermikulit zaś w pokrywie wietrzeniowej tych skał. Bardzo duże złoża karbonatytowe flogopitu i wermikulitu znane są z półwyspu Kola (Sebljawr, Wuorijarwi, Kowdor i in.). Zasoby tych złóż sięgają niejednokrotnie milionów ton (14).

5. Tantal i Uran. Pierwiastki te koncentrują się głównie w haczetolicie, gdzie zawartość ich waha się od 5—6 do 20—27%. Charakterystyczny jest zawsze stały stosunek zawartości uranu do tantalu (1:1). Owa zależność pozwala na szybkie określenie zawartości tantalu metodami radiometrycznymi. Karbonatytowe złoża tantalu i uranu znane są z wielu regionów ZSRR.

6. Tor — jest pierwiastkiem szeroko rozprzestrzenionym w karbonatytach, lecz występuje głównie w postaci rozproszonej w pirochlorze, gdzie zawartość jego waha się od 0,1 do 0,5%, sięgając w torowej odmianie tego minerału 12%. Ponadto występuje też w torycie, uranotorycie i monacycie.

7. Tytan. Podobnie jak niob jest on pierwiastkiem charakterystycznym dla masywów skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów. Najczęściej przemysłowym minerałem tytanu jest perowskit i tytanomagnetyt. Minerały te występują w postaci impregnacji lub też samodzielnych ciał rudnych w piroksenitach, oliwinitach i meltejgitach. Zasoby rudy w poszczególnych złożach sięgają milionów ton, przy zawartości 5—20% TiO_2 i 10—30% Fe (Małyszew, 1957 fide — 17).

8. Żelazo. W wielu masywach rozprzestrzenione są skały forsterytowo-apatytowe i flogopitowo-apatytowe z dużą zawartością magnetytu. Skały takie znane są też pod nazwą kamaforytów (2, 3). W niektórych masywach (Kowdor, Wuorijarwi na półwyspie Kola, Polabora, Bukusu i inne masywy Afryki) zasoby żelaza sięgają setek milionów ton. Zawartość magnetytu w rudzie wynosi 30—50% a niekiedy dochodzi do 70—80%.

Drugim przemysłowym typem złóż żelaza są hematytowe karbonatyty (Fen w Szwecji, Kalkfeld w Namibii). Duże zasoby żelaza są też związane z rudami perowskitowo-tytano-magnetytowymi.

9. Miedź. Siarczki miedzi występują w wielu masywach, lecz ich koncentracja przemysłowa znana jest na razie z jednego tylko złoża Polabora (RPA). Zasoby rudy tego złoża sięgają 315 mln t, przy średniej zawartości Cu 0,69% (15).

10. Cynk i ołów. W szeregu masywów spotyka się nieznacznie podwyższoną koncentrację siarczków Pb, Zu, Cu, Fe, Mo. Zaznacza się wyraźna tendencja do wzbogacania w te siarczki późnych odmian karbonatytów. W jednym z masywów syberyjskich koncentracja siarczków cynku i ołowiu wśród karbonatytów ankerytowych osiąga wielkość przemysłową i prowadzona jest ich eksploatacja.

11. Molibden — koncentruje się w późnych odmianach karbonatytów. Zawartość jego sięga niekiedy setnych części procenta (Chilwa w Malawi, Songwe w Tanzanii).

12. Cyrkon. Główna masa tego pierwiastka zawarta jest w cyrkonie, baddeleicie i cyrkelicie. Czasem wydobywany jest ubocznie.

13. Glin. W obrębie masywów występują wzbogacone w nefelin skały typu ijolitów i urtytów, które są dużym potencjalnym źródłem glinu, na razie jednak nie wykorzystywanym ze względów technologicznych.

14. Farby mineralne. W wyniku wietrzenia karbonatytów ankerytowych i syderytowych tworzą się ochry żelazowe, eksploatowane w niektórych rejonach (płw. Kola) jako surowiec do sporządzania naturalnych farb mineralnych.

15. Baryt i celestyn. Minerały te tworzą skupienia w późnych stadiach karbonatytowych i czasem bywają eksploatowane.

Niekiedy z masywami skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów bywają związane przemysłowe koncentracje azbestu, sody, soli, surowców ogniotrwałych, surowca węglanowego do wyrobu cementu i skalenia dla przemysłu ceramicznego. Należy podkreślić, że złoża w obrębie poszczególnych masywów występują w sposób kompleksowy (tabela II), zawierając jednocześnie różne kopaliny użyteczne, co znacznie podwyższa ich wartość ekonomiczną.

CZYNNIKI WARUNKUJĄCE ROZMIESZCZENIE MINERALIZACJI RUDNEJ W OBRĘBIE MASYWÓW

Pomimo wielostadialności mineralizacji rudnej zostaje zachowany ścisły jej związek z poszczególnymi typami skał. We wczesnych etapach mineralizacji związanej z ultrabazytami i serią skał nefelinowo-piroksenowych główną rolę w segregacji minerałów rudnych odgrywają czynniki krystalochemiczne i magmowe. W późniejszych etapach coraz większego znaczenia nabiera czynnik tektoniczny, co objawia się podporządkowaniem stref skał zmienionych metasomatycznie systemom koncentrycznych szczelin. Mineralizacja rudna etapu karbanatytowego jest już w pełni kontrolowana czynnikami tektonicznymi i litologiczno-geochemicznymi (8). Z wczesnymi karbonatytami kalcytowymi wiąże się mineralizacja tantalem i niobem, natomiast z późniejszymi karbonatytami dolomitowymi, ankerytowymi i syderytowymi łączy się mineralizacja pierwiastkami ziem rzadkich. Mineralizacja rudna karbonatytów wczesnych zlokalizowana jest zwykle w szczelinowych dyslokacjach typu koncentrycznego, natomiast utwory późniejszych faz mineralizacji związane są z systemami szczelin linijnych. Złoża występują najczęściej w obrębie masywów, choć niektóre późne złoża toru i pierwiastków ziem rzadkich znajdują się w strefie egzokontaktu.

Mineralizacja rudna wykazuje wyraźną strefowość pionową (ryc. 5). Obserwuje się też pewną poziomą strefowość mineralizacji. Ma ona jednak charakter niewyraźny, zmienny i nie daje się wyodrębnić żadnych ogólnych jej prawidłowości. Strefowość mineralizacji bywa zwykle silnie zakłócona wielostadialnością procesów magmowych i późniejszych procesów hydrotermalno-metasomatycznych.

Analiza cech fizycznych karbonatytów wykazała, że karbonatyty rudne (pirochlorowe) charakteryzują się zawsze bardzo małą porowatością (obserwuje się odwrotnie proporcjonalną zależność pomiędzy rudonośnością karbonatytów i ich porowatością). Ponadto przepuszczalność gazów u karbonatytów rudnych (pirochlorowych) jest około 30 razy większa niż u bezrudnych (17). Okruszczowanie w obrębie masywów sięga na znaczną głębokość, rzędu co najmniej paru kilometrów, a często jeszcze znacznie głębiej.

GENEZA KARBONATYTÓW

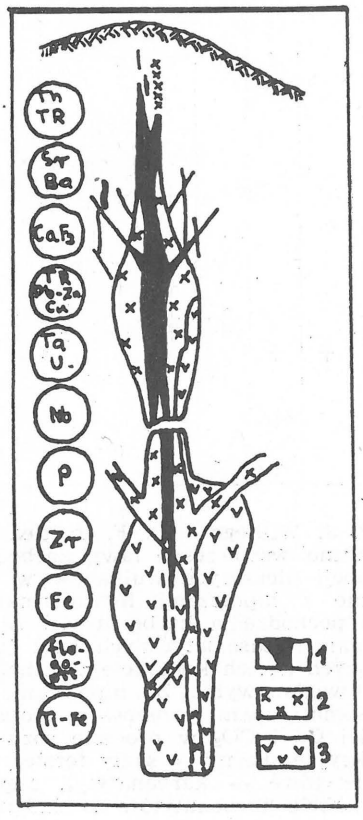
Zagadnienie pochodzenia karbonatytów jest jednym z ważniejszych problemów petrologii, który dotychczas nie został jeszcze ostatecznie rozwiązany. Początkowo uważano je za utwory pochodzenia pierwotnie osadowego. Rozpatrywano ciała karbonatytowe jako ksenolity wapieni przemieszczone za pomocą magmy alkaliczno-ultrazasadowej lub też jako pierwotnie osadowe skały węglanowe, które pogrążyły

Tabela II

TYPY ZŁÓŻ ZWIĄZANE Z MASYWAMI SKAŁ ALKALICZNO-ULTRAZASADOWYCH I KARBONATYTÓW
(wg Frołowa, 1975 i Ternowoja, 1974 — nieco zmienione)

Genetyczny typ złoża			Mineralny typ złoża	Skały rudonośne	Morfologia ciał rudnych i typy rudy	Użyteczne komponenty		Przykłady masywów
						główne	podrzędne	
1			2	3	4	5	6	7
ENDOGENICZNE	MAGMOWE	PRZEDKARBONATYTOWE	perowskitowo-magnetytowy	piroksenity, oliwinity, czasem meltejgity	nieprawidłowe ciała z rudami masywnymi lub impregnacyjnymi	Ti, Fe	TR, Nb, Ta	Iron Hill (USA) Yacupiranga (Brazylia)
			nefelinowy	urtyty, ijolity	sztoki i dajki	Al		
	POMAGMOWE		flogopitowy	ultrabazyty, meltejgity, ijolity	ciała o formie nieprawidłowej	flogopit (wermikulit)	P	Kowdor, Guli, Odichincza (ZSRR)
			apatytowo-magnetytowy	skały apatytowo-magnetytowo-forsterytowe	cylindryczne i stożkowe ciała rudne lub sztoki z rudami masywnymi lub impregnacyjnymi	Fe, P	Ta, Zr, Nb	Kowdor (ZSRR), Sukulu, Bukusu (Uganda), Polabora (RPA)
			apatytowo-pirochlorowy	alkaliczne i nefelinowe sjenity, ijolity	ciała rudne o kształcie sierpowatym, stożkowym, cylindrycznym z rudami impregnacyjnymi	Nb, P		Wschodnia Syberia (ZSRR)
			pirochlorowo-haczetolitowy	alkaliczne i nefelinowe sjenity, fenity	ciała rudne o formie liniowej oraz strefy z rudami impregnacyjnymi	Nb, Ta	Zr	Nemegosenda (Kanada), Wschodnia Syberia (ZSRR)
		KARBONATYTOWE WCZESNE	kalcytowy	kalcytowe karbonatyty	masywy, sztoki, żyły i strefy żylne	kalcyt	kalcyt	Tororo (Uganda), Kowdor (ZSRR)
			pirochlorowy	jak wyżej	sztoki, cylindryczne, stożkowe i linijne ciała rudne z rudami impregnacyjnymi	Nb	P, Th	Araxa (Brazylia), Oka (Kanada), Wschodnia Syberia (ZSRR)
			haczetolitowo-pirochlorowy	kalcytowe karbonaty i skały apatytowo-magnezytowo-forsterytowe	jak wyżej	Ta, Nb	U, P	Wschodnia Syberia (ZSRR)
		KARBONATYTOWE PÓŹNE	bornitowo-chalkopirytowy	kalcytowe i dolomitowe karbonatyty	sztoki, sierpowate, linijne i żyłopodobne ciała z rudami impregnacyjnymi	Cu	P	Polabora (RPA)
			sfalerytowo-galenitowy	kalcytowo-dolomitowo-ankerytowe i syderytowe karbonatyty	sztokwerki	Zn, Pb	TR, Mo	Wschodnia Syberia (ZSRR)
			paryzytowo-bastnezytowo-monacytowy	jak wyżej	jak wyżej	TR	Th, Pb, Zn, Mo	Kangankunde (Malawi)
			hematytowy	jak wyżej	sztoki, ciała linijne, półkoliste lub soczewkowate z rudami masywnymi lub impregnacyjnymi	Fe	P	Fen (Norwegia) Kalkfeld (Namibia)
			syderytowy	jak wyżej	sztoki, ciała żyłopodobne i sztokwerki	Fe		Kalkfeld (Namibia), Wschodnia Syberia (ZSRR)
			fluorytowy	jak wyżej	sztoki, soczewy, żyły i nieprawidłowe ciała rudne z rudami masywnymi lub impregnacyjnymi	fluoryt		Amba — Dongar (Indie), Okorusu (Namibia)
			barytowo-celestynowo-stroncyjanitowy	jak wyżej	sztokwerki i żyły	baryt, stroncyjanit		Kangankunde (Malawi), Sałanłatwa (ZSRR)

1		2	3	4	5	6	7
ENDOGENICZNE	POSTKARBONATYTOWE	torytowo-monacytowy w żyłach kwarcowo-węglanowo-fluorytowych	jak wyżej	jak wyżej	Th, TR	fluoryt	Wschodnia Syberia (ZSRR) Iron Hill (St. Zj.)
		kolumbitowy w żyłach kwarcowych	jak wyżej	jak wyżej	Nb		Iron Hill (St. Zj.)
		rutylowo-brukitowy	jak wyżej	jak wyżej	Ti		Magnet Cove (St. Zj.)
		barytowy	jak wyżej	żyły	baryt		Chilwa (Malawi), Magnet Cove (St. Zj.)
EGZOGENICZNE WIETRZENIOWE	REZIDUALNE	apatytowy	pokrywa wietrzeniowa karbonatytów	ciała rudne o kształcie linijnym, soczewy i ciała nieprawidłowe	P	Fe wermikulit	prowincja karelo-kolska (ZSRR)
		wermikulitowy	pokrywa wietrzeniowa alkalicznych skał intruzywnych i karbonatytów	jak wyżej	wermikulit	P	jak wyżej
		barytowy	pokrywa wietrzeniowa karbonatytów syderytowo-ankerytowych zawierających baryt	jak wyżej	baryt	ochry żelazowe jako surowiec do produkcji farb mineralnych	Kowdor (ZSRR)
	Rezidualno-infiltracyjne	apatytowo-staffelitowy	pokrywa wietrzeniowa karbonatytów	jak wyżej	P	wermikulit Fe	prowincja karelo-kolska (ZSRR)



Ryc. 5. Schemat pionowej strefowości mineralizacji skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów (wg Frołowa — 5).
1 — karbonatyty, 2 — skały alkaliczno-ultrazasadowe, 3 — ultrabazyty.

Fig. 5. Scheme of vertical zonality of mineralization in alkaline-ultramafic and carbonatite massif (after Frołow — 5.
1 — carbonatites, 2 — alkaline-ultramafic rocks, 3 — ultrabasites.

się na dużą głębokość, uległy uplastycznieniu i wyciśnięciu na podobieństwo diapirów solnych. Niektórzy badacze doszukiwali się nawet w karbonatytach problematycznych resztek organicznych (7). Hipoteza osadowego pochodzenia karbonatytów została podważona, okazało się bowiem, że karbonatyty występują również w rejonach, w których w całym profilu stratygraficznym nie ma osadowych skał węglanowych. Hipoteza owa nie wyjaśniała też podwyższonej zawartości fosforu, pierwiastków ziem rzadkich, niobu, tantalu, strontu oraz innych cech geologicznych karbonatytów. Ostatecznie hipotezę osadową podważały badania składu izotopowego tlenu i strontu (4, 6). Wyniki tych badań okazały się zdecydowanie różne od wyników badań przeprowadzonych na osadowych skałach węglanowych.

Obecnie istnieją dwie grupy hipotez dotyczących genezy karbonatytów — magmowo-intruzywna i hydrotermalno-metasomatyczna. Obie grupy dają z różnych punktów widzenia odpowiedź na pytanie o stanie fizycznym pierwotnej substancji karbonatytowej oraz o mechanizmie tworzenia się karbonatytów (15).

Według hipotez magmowych karbonatyty są końcowymi produktami dyferencjacji magmy wydzielającymi się z niej w postaci węglanowych stopów (9),

Tabela III

KRYTERIA POSZUKIWAWCZE ZŁÓŻ KOPALIN UŻYTECZNYCH ZWIĄZANYCH Z MASYWAMI SKAŁ ALKALICZNO-ULTRAZASADOWYCH I KARBONATYTÓW
(wg Frołowa, 1974)

Kryteria poszukiwawcze	Mineralizacja przemysłowa: przedkarbonatytowa			Mineralizacja przemysłowa: związana z karbonatytami — wczesnymi					Mineralizacja przemysłowa: związana z karbonatytami — późnymi							Mineralizacja apatytowa
	Flogopit (wermikulit)	Tytanomagnetyt	Perowskit (dysanalit)	Haczetolit	Pirochlor	Cyrkon	Baddeleit	Magnetyt	Baryt	Monacyt	Węglany ziem rzadkich	Fluoryt	Siarczki Cu, Pb, Zn	Hematyt	Skolumbityzowany pirochlor	
I. Geologiczne:																
1. Stopień ścięcia erozyjnego:																
a) strop ślepych masywów										+	+	+				
b) kompleksy wulkaniczne praktycznie nie zerodowane					+			+	+	+	+			+	+	+
c) ścięcie erozyjne małe (facje intruzji porfirowych i hipabissalnych)				+	+	+			+		+	+	+	+	+	+
d) ścięcie erozyjne średnie (facja hipabissalna i mezoabissalna)	+		+	+	+	+	+	+					+			+
e) ścięcie erozyjne głębokie (facja abissalna i ultraabissalna)	+	+	+													+
2. Pozycja strukturalna:																
a) w centrum masywów		+	+		+				+	+	+	+	+	+	+	+
b) na peryferiach masywów	+			+	+	+	+	+								+
II. Petrograficzne:																
1. Kompleks skał słabo zdyferencjowany (przewaga ultrabazytów)	+	+	+													+
2. Kompleks skał w pełni zdyferencjowany (ultrabazyty, ijolity, sjenity, karbonatyty)				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
3. Kompleks skał z przewagą kalcytowych odmian karbonatytów				+	+		+	+								+
4. Kompleks skał z przewagą ankerytowych i syderytowych odmian karbonatytów									+	+	+	+	+	+	+	
III. Procesy metasomatyczne:																
1. Flogopityzacja i amfibolizacja ultrabazytów	+	+	+													+
2. Albityzacja sjenitów				+	+	+										
3. Okwarcowanie i fluorytyzacja									+	+	+	+	+	+		
IV. Geochemiczne:																
1. Radioaktywność różnego charakteru:																
a) uranowa				+												
b) torowa					+	+				+	+					+
c) mieszana				+	+											
2. Aureole rozproszenia																
a) Nb, Ta				+	+										+	
b) TR										+	+					
c) Mn, Fe									+	+	+	+	+	+		
d) Sr, Ba									+	+	+	+	+	+		
e) P	+	+	+	+	+	+	+	+								+
V. Anomalie geofizyczne:																
1) magnetyczna	+	+						+								
2) radiometryczna				+	+					+	+					
3) magnetyczno-radiometryczna				+	+			+								

przy czym magma karbonatytowa oddziela się od alkalicznej magmy perydotytowej, pochodzącej z górnej części płaszcza. Niektóre hipotezy magmowe dopuszczają możliwość istnienia samodzielnych magm karbonatytowych.

Za hipotezami magmowego pochodzenia karbonatytów przemawiają duże rozmiary ciał karbonatytowych i ich autonomiczna budowa, obecność struktur fluidalnych, występowanie w obrębie karbonatytów ksenolitów skał obcych i wiele innych faktów. Należy jednocześnie nadmienić, że możliwość istnienia stopów węglanowych w stosunkowo niskiej temperaturze została udowodniona eksperymentalnymi badaniami P. J. Williego i O. F. Tuttlea (15). Ponadto obserwowano współczesne lawy karbonatytowe podczas erupcji niektórych wulkanów w Afryce (15).

Zgodnie z hipotezami hydrotermalno-metasomatycznego pochodzenia karbonatytów są one produktami zmian metasomatycznych skał krzemianowych zachodzących na ich kontakcie z pomagmowymi roztworami węglanowymi. Za hipotezami hydrotermalno-metasomatycznymi przemawia stopniowy wzrost zawartości Ca i CO_2 w procesie rozwoju masywów (autoreakcyjne skarny → skały forsterytowo-apatytowo-magnetytowe → karbonatyty), często spotykana przy kontakcie karbonatytów ze skałami krzemiano-

wymi metasomatyczna strefowość mineralizacji, zależność składu ciemnych i akcesorycznych minerałów karbonatytów oraz ich struktur od składu i struktur uległych metasomatozie skał krzemianowych, a także obecność minerałów typowo hydrotermalnych takich, jak: sfaleryt, galenit czy tetraedryt.

Tak więc zebrane dotychczas obserwacje geologiczno-petrograficzne i mineralogiczno-geochemiczne nie dają jednoznacznej odpowiedzi na zagadnienie genezy karbonatytów. Na podstawie zebranego dotychczas materiału faktycznego można stwierdzić, że karbonatyty są utworami niewątpliwie pochodzenia endogenicznego, są genetycznie związane ze skałami alkaliczno-ultrazasadowymi i prawdopodobnie są rezidualnym produktem procesu dyferencjacji magmy alkaliczno-ultrazasadowej. W powstawaniu karbonatytów dużą rolę spełniają ponadto procesy hydrotermalno-metasomatyczne. Należy też odnotować przestrzenny związek prowincji karbonatytowych z prowincjami występowania kimberlitów.

KRYTERIA POSZUKIWAWCZE I PROGNOZOWANIE ZŁÓŻ

Podstawą poszukiwań złóż związanych z masywami skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów w wydzielonych uprzednio rejonach rozwoju magmatyzmu ultrazasadowego są metody geofizyczne: powietrzne i naziemne zdjęcie magnetyczne, zdjęcie radiometryczne i kombinowane zdjęcie magnetogammametryczne (1, 5). W obszarach pozbawionych roślinności pomocna w wielu wypadkach jest też fotointerpretacja zwykłych zdjęć lotniczych (gdy szukany masyw zalega na małej głębokości).

Zdjęcie magnetyczne pozwala wykryć (aeromagnetometria) i udokładnić granice masywów ukrytych pod młodszymi utworami o niedużej miąższości (magnetometria naziemna). W niektórych wypadkach pozwala też ona wyodrębnić wewnątrz masywu skały krzemianowe i węglanowe, te ostatnie zaś rozdzielić na odmiany kalcytowe (zwykle o podwyższonych anomaliach magnetycznych wskutek zawartości magnetytu), dolomitowe i ankerytowe (niskie anomalie magnetyczne). Rozdzielenie skał według ich cech magnetycznych jest najczęściej wystarczającym kryterium przy prognozowaniu obszarów perspektywicznych dla złóż pierwiastków ziem rzadkich (karbonatyty ankerytowe), rzadkich metali (różne odmiany karbonatytów kalcytowych) i żelaza (16).

Za pomocą zdjęcia radiometrycznego wyraźnie okonturowują się haczetolitowo-pirochlorowe ciała rudne dające anomalie 100—500 i więcej mikrorentgenów na godzinę (8, 17), przy czym ciała zawierające rudy pirochlorowe wykazują promieniowanie typu czysto torowego a ciała, zawierające rudy haczetolitowe — typu uranowego oraz zwykle podwyższoną intensywność promieniowania gamma. Ustalenie natury promieniowania pozwala zatem na określenie typu okruszcowania.

Należy również podkreślić, że tylko niewielka część masywów charakteryzuje się kompleksowymi anomaliami magnetyczno-radiometrycznymi. W większości wypadków przeważa jeden typ anomalii. Masywy silnie zerodowane, w których na współczesnej powierzchni przeważają skały ultrabazytowe charakteryzują się silnymi anomaliami magnetycznymi oraz słabymi radiometrycznymi. Natomiast w masywach słabo zerodowanych, z szeroko rozwiniętymi sjenitami, karbonatytami i związaną z nimi mineralizacją przeważają anomalie radiometryczne przy słabych anomaliach magnetycznych.

W taki sposób charakter anomalii geofizycznych pozwala nam ocenić wielkość ścięcia erozyjnego masywu. Stopień ścięcia erozyjnego można określić również na podstawie składu ilościowego poszczególnych typów skał na współczesnej powierzchni erozyjnej masywu. Ma to bardzo ważne znaczenie przy prognozowaniu i wstępnej ocenie perspektyw występowania różnego typu okruszcowania.

Czysto ultrabazytowe masywy (duże ścięcie erozyjne) są perspektywiczne dla tytanu, żelaza, apatytu i flogopitu (wermikulitu w pokrywie wietrzeniowej); masywy sjenitowe (średnie ścięcie erozyjne) dla tantalu, niobu i cyrkonu, natomiast masywy z karbonatytami kalcytowo-dolomitowo-ankerytowymi i syderytowymi (małe ścięcie erozyjne) są perspektywiczne dla pierwiastków ziem rzadkich, fluorytu i barytu a także niobu, tantalu i apatytu. Im bardziej złożony jest skład petrograficzny masywów, tym bardziej urozmaicony jest kompleks jego kopalin użytecznych.

Duże znaczenie przy prognozowaniu i poszukiwaniach mają badania geochemiczne na podstawie pierwotnych i wtórnych aureol rozproszenia: Nb, Ta, TR, U, Fe, P, Mn, Sr, Ba (geochemiczne mapy izolinii koncentracji sum pierwiastków indykatorów [1]) oraz badania hydrochemiczne (aureole rozproszenia fluoru, pierwiastków alkalicznych, pierwiastków ziem rzadkich, NH_4 i azotanów [1]).

Przy prognozowaniu i pracach poszukiwawczych pomocne jest również opróbowanie szlichowe, które powinno się prowadzić na następujący kompleks minerałów: perowskit, niobit, haczetolit, pirochlor, bipiramidalny cyrkon, egiryn, baddeleit, apatyt, cyrkelit, bastnezyt, granaty tytanowe i baryt.

Przy poszukiwaniach pomocne jest często kryterium morfologiczne. Obszary rozwoju rudnych karbonatytów są zwykle pozytywnymi elementami reliefu. Ponadto obecność karbonatytów (zwłaszcza kalcytowych) zaznacza się często poprzez rozwój zjawisk krasowych. Należy tu podkreślić, iż przy prognozowaniu mogą być pomocne badania własności fizyko-chemicznych skał (porowatość, przepuszczalność gazów) oraz fakt istnienia wyraźnej korelacji pomiędzy występowaniem pirochloru i magnetytu (współczynnik korelacji 0,72 [5]).

Przy szczegółowych poszukiwaniach niezwykle ważne są badania mikrostrukturalne tektoniki spękań oraz orientacji pierwotnych i wtórnych struktur kierunkowych skał budujących masyw. Istnienie masywów ślepych, nie wychodzących na powierzchnię ziemi zaznacza się obecnością nad nimi specyficznej mineralizacji (Th, TR, baryt, fluoryt, siarczki) oraz obecnością skał alkalicznych i rozwojem w skałach otaczających aureol albityzacji, okwarcowania, fluorytyzacji, fenityzacji i karbonatytyzacji.

Na koniec należy podkreślić, że pozytywne wyniki prognozowania i poszukiwań złóż związanych z masywami skał alkaliczno-ultrazasadowych i karbonatytów są uzależnione od kompleksowego uwzględnienia wszystkich kryteriów i przesłanek świadczących o występowaniu złóż (tabela III). Wielką pomoc mogą tu oddać metody matematyczne, np. metoda rozpoznawania obrazów (16).

LITERATURA

1. Богдасаров Э. А., Орлова М. П. и др. — Методы минералого-геохимических исследований щелочных комплексов при составлении крупномасштабных геологических карт. Отчёт ВСЕГЕИ, 1970.
2. Булах А. Г. и др. — Петрография и минералогия центрального и южного масивов щелочных ультраосновных пород Турьего п-ова и ветественный состав связанных с ними рудоносных метасоматитов (оканчательный отчёт). Ленинград 1973.
3. Булнаев А. И., Базанов П. А. и др. — Редкоземельные элементы в кальцитах из карбонатитов Турьего полуострова (по результатам нейтронно-активационного анализа). Вестник Ленинградского Унив. 1976 № 12.
4. Власов К. А. — Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3, 1966.
5. Гинзбург А. И., Журавлева И. Н. и др. — Редкоземельные элементы и их месторождения. Госгеолтехиздат 1959.
6. Гинзбург А. И., Нечаева Е. А. и др. — Редкометальные карбонатиты. Госгеолтехиздат 1958.
7. Егоров Л. С., Мотовилов П. И., Рудавская В. А. — Об одной попытке обоснования первично-осадочной природы карбонатитов. Известия АН СССР, серия геологическая, 1969 № 5.

8. Ерофеев Б. Н., Матвеенко В. Т. — Методические пособие по металлогении. Москва 1976.
9. Жабин А. Г. — Сингенез и метаморфизм карбонатитов. 1971.
10. Капустин Ю. Л. — Минералогия карбонатитов. Москва 1971.
11. Саранчина Г. М., Шанкарев Н. Ф. — Петрография магматических и метаморфических пород. 1967.
12. Смирнов В. И. и др. — Генезис эндогенных рудных месторождений. Москва 1968.
13. Соболев В. С. и др. — Международный симпозиум по карбрнатитам. Геохимия 1977, № 2.
14. Терновой В. И. — Генетические типы месторождений полезных ископаемых формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова. Ленинград 1974.
15. Tuttle O. F., Gittins J. — Carbonatites, 1966.
16. Фролов А. А., Саванский И. Д., Вальков В. О. — К проблеме прогнозирования месторождений карбонатитовой формации (с использованием методов распознавания образов). Сов. Геология 1974 № 10.
17. Фролов А. А. — Структура и оруденение карбонатитовых масивов. Москва 1975.

SUMMARY

At present, there are known over 200 alkaline-ultramafic and carbonatite rock massifs occurring in 25 provinces. The massifs are the subject of marked interest on account of the occurrence of related complex deposits of columbium, tantalum, cerium group of rare earth elements, apatite, phlogopite, vermiculite, etc.

The massifs are characterized by location at cutting of deep crustal fractures and other structural elements. The structure of these massifs is complex, polygenic and it is possible to differentiate metasomatic-hydrothermal and igneous stages in their development. The metasomatic-hydrothermal stage comprises several phases, including carbonatite phase connected with complex, rich mineralization.

Deposits of useful raw materials, related to alkaline-ultramafic and carbonatite massifs, may be subdivided into pre-carbonatite, carbonatite, post-carbonatite and exogenic. The deposits belong to 3 complexes of ore formations: perovskite-titanomagnetite, apatite-magnetite-phlogopite and polymineral ones. Distribution of mineralization and deposits within a massif is determined mostly by geochemical and tectonic factors.

The question of origin of carbonatites is still not unequivocally solved. Their igneous-injectional origin is supported by large size of carbonatite bodies, morphological form of massifs, and the presence of fluidal structures and xenoliths within them. On the other hand, gradual increase in content of Ca and CO_2 during evolution of these massifs, metasomatic zonality and some other features seem to support the hypothesis of metasomatic hydrothermal origin of these rocks.

Geophysical, geochemical and lithochemical methods involving the use of mathematical techniques in interpretation of the obtained data are the principal methods in search for deposits related to alkaline-ultramafic and carbonatite rock massifs.

РЕЗЮМЕ

В настоящее время известно свыше 200 массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, расположенных в 25 провинциях. Они являются особенно интересными из за нахождения в них комплексных месторождений ниобия, тантала, группы церия редкоземельных элементов, апатита, флогопита, вермикулита и многих других ископаемых. Характеристическим свойством этих массивов является их расположение в местах пересечения глубоких трещин земной коры с другими структурными элементами. Строение этих массивов очень сложное, полигенетическое, а в их развитии можно выделить две стадии: магматическую и метасоматически-гидротермальную. Во второй стадии можно выделить карбонатитовый этап отличающейся сложной и богатой минерализацией.

С массивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов связаны месторождения полезных ископаемых. Можно выделить следующие типы этих месторождений: докарбонатитовый, карбонатитовый, послекарбонатитовый и эгзогенический. Эти месторождения представляют три комплекса рудных формаций: перовскитово-титаново-магнетитовую, апатитово-магнетитовофлогопитовую и полиминеральную. Расположение минерализации и месторождений в пределах массивов зависит главным образом от геохимических и тектонических факторов.

Вопрос генезиса карбонатитов до сих пор ещё однозначно не решён. На магматически-инъективный генезис указывают: большие размеры карбона — титовых тел, морфологическая форма массивов и их нахождение в пределах флюидальных структур и ксенолитов. Но с другой стороны, такие факторы как постепенное увеличение содержания Ca и CO_2 во время эволюции массивов и метасоматическая зональность, указывают на метасоматически--гидротермальный генезис карбонатитов.

Самыми важными методами поисков месторождений связанных с массивами щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов являются геофизические, геохимические и литохимические методы с применением математических методов в ходе интерпретации результатов.