KOSMOS
PROBLEMY NAUK BIOLOGICZNYCH

Tom 60 2011
Numer 3–4 (292–293)
Strony 219–225

Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika

MAGDALENA PAŃCZYK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
E-mail: Magdalena.Panczyk@pgi.gov.pl

„Jeśli wulkany są dobrze przeczyszczone, palą się powoli i równo, bez wybuchów. Wybuchy wulkanów są tym, czym zapalenie sadzy w kominie. Oczywiście my, na naszej Ziemi, jesteśmy za mali, aby przeczyszczać wulkany. Dlatego też sprawiają nam tyle przykrości."
Mały Książę — Antonie de Saint-Exupéry

ERUPCJE WULKANICZNE — FORMY I PRODUKTY

WSTĘP

Wulkany od wieków zarówno fascynowały, jak i budziły grozę, były miejscem kultu; wierzono, iż w ich czeluściach mieszkają bogowie. Nazwa „wulkan" pochodzi od imienia rzymskiego boga ognia (z łac. *Vulcanus*), który według mitów zamieszkiwał wyspę Vulcano znajdującą się w obrębie archipelagu Wysp Liparyjskich (SZCZEPARA, w tym zeszycie KOSMOSU).

Za pierwszego wulkanologa można uznać Pliniusza Młodszego, który w listach do Tacyta szczegółowo opisał erupcję Wezuwiusza z 24 sierpnia 79 r., w trakcie, której zginął jego wuj Pliniusz Starszy, a trzy rzymskie miasta Pompeje, Herkulaneum i Stabie zostały doszczętnie zniszczone.

Termin „wulkan" dotyczy wszystkich nieciągłości w skorupie ziemskiej, w których doszło do erupcji, czyli wyrzucenia przez wulkan lawy, materiału piroklastycznego lub substancji lotnych (gazów wulkanicznych). Rozmieszczenie wulkanów na Ziemi ściśle związane jest z tektoniką płyt; najwięcej czynnych wulkanów występuje w obrębie tzw. Pacyficznego Pierścienia Ognia na Oceanie Spokojnym, a także w obrębie grzbietów śródoceanicznych (np. Ocean Atlantycki). Szczegółowy opis głównych stref występowania aktywności wulkanicznej na Ziemi w nawiązaniu do tektoniki płyt został omówiony w artykule BAGIŃSKIEGO (w tym zeszycie KOSMOSU).

Kształt i rozmiary wulkanów zależą od wielu czynników, miedzy innymi od składu chemicznego magm, lepkości magm, zawartości gazów i typu erupcji. Aktywność wulkaniczna i intensywność procesów wulkanicznych jest zmienna w czasie. Stąd wyróżnia się:

— wulkany czynne — charakteryzujące się regularnymi lub sporadycznymi erupcjami;

— wulkany drzemiące — przez setki lub tysiące lat ich aktywność ograniczona była do ekshalacji wulkanicznych, ale w każdej chwili możliwe jest wznowienie aktywności;

— wulkany wygasłe — ich aktywność nie była obserwowana w czasach historycznych.

W zależności od charakteru erupcji i wyrzucanego materiału wyróżnia się:

— wulkany efuzywne (lawowe) — w trakcie erupcji wyrzucana jest głównie lawa;

— wulkany eksplozywne — w trakcie erupcji wyrzucany jest materiał piroklastyczny;

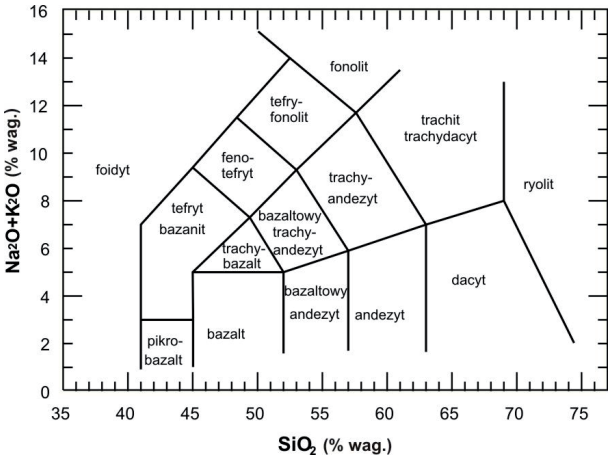
— wulkany mieszane (stratowulkany) — wyrzucają zarówno lawę, jak i materiał piroklastyczny.

WŁASNOŚCI CHEMICZNE I FIZYCZNE MAGMY

W przyrodzie najczęściej spotykanym typem magmy są magmy krzemianowe, sporadycznie spotykane są magmy węglanowe (karbonatytowe), a jeszcze rzadziej magmy siarczkowe i tlenkowe. Magma po wydostaniu się z krateru wulkanicznego na powierzchnię Ziemi nazywana jest lawą. Głównym składnikiem magm krzemianowych jest krzemionka (SiO_2), której zawartość jest bardzo zróżnicowana i waha się pomiędzy 35-75%. Pozostałe składniki stopu to, występujące w różnych proporcjach, glinka (Al_2O_3) oraz tlenki żelaza, magnezu, wapnia, manganu, tytanu, sodu i potasu. Stąd minerałami krystalizującymi, ze stopu magmowego, bezpośrednio po erupcji lub nawet jeszcze w komorze magmowej są krzemiany, glinokrzemiany i tlenki.

Skały wulkaniczne klasyfikuje się w oparciu o ich skład chemiczny. Jedną z najczęściej używanych klasyfikacji stosowanych w tym celu jest diagram TAS (LE MAITRE i współaut. 1989) (Ryc. 1), gdzie wykorzystywana jest całkowita zawartość krzemionki (SiO_2% wag.) i alkaliów (Na_2O + K_2O% wag.).

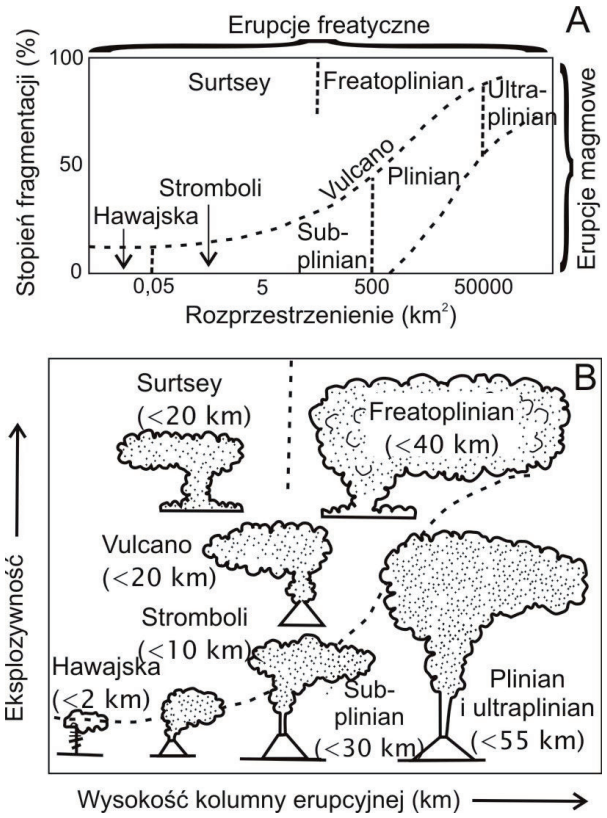
Magma najczęściej jest układem trójfazowym, gdyż w swoim składzie oprócz stopu (faza ciekła) może zawierać fazę stałą (minerały krystalizujące ze stopu, lub porwaki skał i/lub minerałów) i fazę lotną (gazy). Własności fizyczne magm, takie jak temperatura, gęstość i lepkość, mają istotny wpływ zarówno na procesy dyferencjacji magm, jak również na przebieg i charakter erupcji. Temperatura magm jest zróżnicowana, mierzona na powierzchni dla law bazaltowych waha się w granicach 1100–1250°C, zaś dla law zasobnych w krzemionkę wynosi 750–900°C. Podobnie gęstość law bazaltowych różni się od law ryolitowych. Średnio dla bazaltów wynosi ona ok. 2,6–2,8 g/cm^3, a dla ryolitów ok. 2,4 g/cm^3. Lepkość magmy ma kluczowe znaczenie dla przebiegu erupcji, generalnie rośnie ona ze spadkiem temperatury i wzrostem zawartości krzemionki. Na lepkość magmy znaczący wpływ ma również zawartość wody, której obecność obniża lepkość stopu krzemianowego. Magmy charakteryzujące się niską lepkością, takie jak bazaltowe łatwo się przemieszczają tworząc rozległe pokrywy lawowe (o powierzchni nawet setek tysięcy km^2, np. trapy Dekanu). Natomiast magma o składzie ryolitowym powoli podnosi się w kominie wulkanicznym, tworząc na powierzchni najczęściej kopuły lawowe, obejmujące ograniczony obszar.



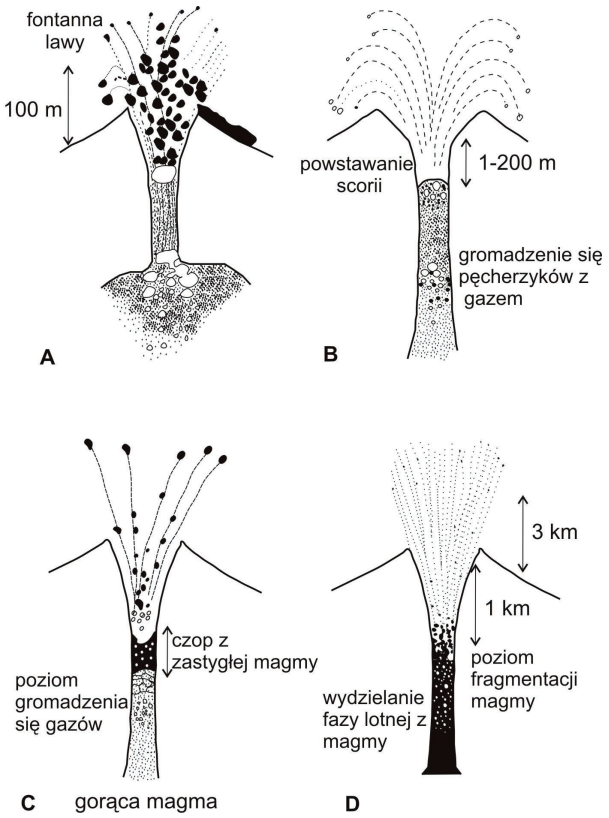
Ryc. 1. Klasyfikacja skał wulkanicznych w oparciu o ich skład chemiczny (zawartość krzemionki względem zawartości alkaliów) — diagram TAS (wg LE MAITRE i współaut. 1989).

TYPY ERUPCJI WULKANICZNYCH

W magmach ubogich w krzemionkę (bazaltowych), w trakcie wynoszenia na powierzchnię (co wiąże się ze znacznym spadkiem ciśnienia w magmie), gazy rozpuszczone w stopie, łatwiej się uwalniają i ulatniają. Magma wypływa spokojnie, bez gwałtownych eksplozji, formując rozległe potoki lawowe. Tego typu erupcje nazywane są ekstruzywnymi. Natomiast magmy przesycone krzemionką (ryolitowe, dacytowe), charakteryzujące się wysoką lepkością, co znacznie utrudnia wydzielanie się fazy lotnej i skutkuje eksplozywnymi erupcjami. Mechanizm powstawania eksplozywnej erupcji w wyniku nagromadzenia gazów wulkanicznych został nazwany magmowym (Ryc. 2). Istnieje jeszcze druga przyczyna generowania eksplozywnych erupcji — tzw. freatyczna. Mamy z nią do czynienia, gdy wody powierzchniowe (np. wypełniające krater) lub woda morska przedostaną się do komina wulkanicznego i dojdzie do bardzo



Ryc. 2A. Klasyfikacja eksplozywnych erupcji oparta na stopniu fragmentacji materiału piroklastycznego i jego rozprzestrzenieniu (opad piroklastyczny) (wg ORTON 1996, na podstawie WALKER 1973). 2B. Graficzna prezentacja klasyfikacji eksplozywnych erupcji w zależności od wysokości kolumny erupcyjnej i jej eksplozywności.



Ryc. 3. Typy erupcji magmowych (wg ORTON 1993).

A – erupcja typu hawajskiego; B – erupcja typu Stromboli; C – erupcja typu Vulcano; D – erupcja typu Plinian.

gwałtownej reakcji pomiędzy gorącą magmą i wodą, prowadzącej nawet do rozsadzenia wulkanu. Oczywiście oba mechanizmy mogą się na siebie nakładać, powodując eksplozje freatyczno-magmowe. W celu oceny eksplozywności wulkanów opracowano tzw. Indeks Eksplozywności Wulkanicznej (ang. Volcanic Explosivity Index, VEI) (NEWHALL i SELF 1982), oparty na trzech parametrach: objętości wyrzucanego materiału piroklastycznego, wysokości chmury pyłów wyniesionych do atmosfery oraz charakteru erupcji. Skala Indeksu Eksplozywności Wulkanicznej jest logarytmiczna i ma charakter otwarty. Każdy kolejny stopień oznacza dziesięciokrotny wzrost eksplozywności. Najwyższy, do tej pory ósmy stopień został przypisany wybuchowi wulkanu Toba na Sumatrze ok. 74 tys. lat temu, kiedy w trakcie jednej erupcji wygenerowane zostało 2500–3000 km^3 materiału piroklastycznego, a pył wulkaniczny został wyrzucony na wysokość powyżej 25 km.

Skład chemiczny magmy, jej cechy fizyczne takie jak lepkość, gęstość i temperatura, a także geometria komina wulkanicznego warunkują charakter erupcji, jej eksplozywność, a także wielkość kolumny erupcyjnej (mierzona kilometrach wysokość wyniesienia drobnego materiału piroklastycznego, Ryc. 2B). Wyróżnia się cztery podstawowe typy erupcji magmowych (Ryc. 3) (MCPHIE i współaut. 1993, ORTON 1996):

– erupcja typu hawajskiego (Ryc. 3A) – występująca min. na Hawajach, od których pochodzi jej nazwa. Jest to typ najmniej eksplozywny, związany z magmami bazaltowymi. Podczas długotrwałych wypływów lawy, występują pojedyncze, krótkotrwałe eksplozje magmy wzbogaconej w fazę lotna, powstają wtedy tzw. fontanny lawy (VEI = 0–1);

– erupcja typu Stromboli (Ryc. 3B) – nazwa pochodzi od wulkanu Stromboli, na wyspie o tej samej nazwie, należącej do ar-

chipelagu Wysp Liparyjskich, leżących na południu Włoch na Morzu Tyrreńskim. Dotyczy bardziej lepkich niż hawajskie, często bogatych w wapń magm. Erupcje tego typu powstają w wyniku nagromadzenia gazów w magmie znajdującej się w obrębie górnej części komina wulkanicznego. W ekstremalnych przypadkach materiał piroklastyczny może być wyniesiony na wysokość nawet powyżej 1 km (VEI = 1–2);

— erupcja typu Vulcano (Ryc. 3C) — nazwa pochodzi od nazwy wulkanu na wyspie Vulcano, podobnie jak Wyspa Stromboli znajdującej się w obrębie Wysp Liparyjskich, leżących na Morzu Tyrreńskim. Ten typ erupcji należy do bardzo eksplozywnych, ale proces dotyczy niewielkich objętości magmy gromadzącej się w kominie wulkanicznym (do 1 km^3 wyrzuconego materiału). Erupcja typu Vulcano jest charakterystyczna dla magm o wysokiej lepkości. W wyniku zatkania zastygłą lawą komina wulkanicznego, gromadzący się w nim gaz powoduje wzrost ciśnienia, aż do rozerwania wulkanu i wyrzucenia materiału (VEI = 2–3);

— erupcja typu Plinian (Ryc. 3D) — najbardziej eksplozywny typ erupcji magmowych, charakterystyczny dla magm zasobnych w krzemionkę i charakteryzujących się wysoką lepkością (VEI = 4–8).

W obrębie erupcji freatycznych (hydrowulkanicznych) wyróżnia się:

— erupcję typu Surtsey (wulkan u południowych wybrzeży Islandii, który wynurzył się z wody w 1963 r.) — do tego typu erupcji, które mają stosunkowo niewielki zasięg dochodzi, gdy gorąca magma przedostaje się szczeliną do płytkiego awkenu;

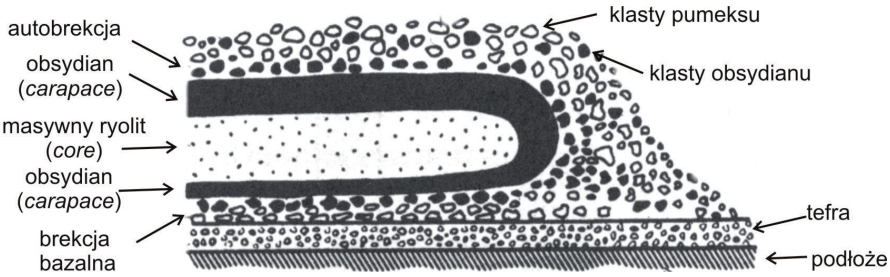
— erupcję typu freatoplinian — termin wprowadzony przez SELFA i SPARKS (1978) — dotyczy bardzo eksplozywnych i groźnych erupcji, powstających w momencie, gdy dochodzi do reakcji pomiędzy magmą zasobną w krzemionkę i gazy, a wodą. Najczęściej do tego typu erupcji dochodzi gdy ryolitowa magma dostanie się do krateru lub kaldery wypełnionej wodą.

PRODUKTY WULKANIZMU

PRODUKTY EFUZYWNYCH ERUPCJI — POTOKI I KOPUŁY LAWOWE

Bazaltowe potoki lawowe. Lawy te, jak wspomniano, charakteryzują się stosunkowo niewielką zawartością krzemionki i niską lepkością. Po wypłynięciu z krateru lawa szybko się przemieszcza (z prędkością nawet do 55 km/h), a jej początkowa temperatura wynosi 1200–1100°C. Na powierzchni Ziemi może zastygać tworząc porowate „żużle" nazywane lawą typu aa (nazwa pochodzi od okrzyków wydawanych przez Hawajczyków biegających boso po potokach lawowych) lub zastygać w postaci gładkich „warkoczy" oraz form przypominających trzewia — lawa typu pahoehoe (pahoehoe — w języku Hawajczyków oznacza lawę, po której można chodzić boso). Erupcje law bazaltowych w środowisku lądowym stanowią tylko niewielki procent wszystkich ekstruzji bazaltów. Magmy bazaltowe związane są przede wszystkim z rozwojem oceanicznych stref ryftowych, gdzie gorąca lawa, wypływająca na powierzchnię dna oceanu, w kontakcie z zimną wodą morską gwałtownie stygnie tworzy kopulaste formy przypominające poduszki. Dlatego takie lawy bazaltowe nazywane są poduszkowymi (ang. pillow lava). Ze względu na wysokie ciśnienie panujące na dnie oceanów, pochodzące od słupa nadległej wody morskiej, nie dochodzi do erupcji eksplozywnych. Bardzo gwałtownie stygnąca lawa bazaltowa ulega spękaniu, a na powierzchni potoku lawowego powstają tzw. hyaloklasty.

Ryolitowe kopuły i potoki lawowe. Magma ryolitowa charakteryzuje się wysoką lepkością, co w znacznym stopniu ogranicza jej ruchliwość. Po wydostaniu się na powierzchnię Ziemi tworzy kopuły lub potoki lawowe o niewielkim zasięgu. W trakcie erupcji w obrębie stopu powstają pęcherzyki wypełnione wydzielającymi się gazami, a także rozpoczyna się proces krystalizacji fenokryształów. Po erupcji, na powierzchni lawa gwałtownie stygnie w postaci szkliwa (obsydianu), jedynie w wewnętrznych partiach kopuły, gdzie nadal utrzymuje się wysoka temperatura, kontynuowany jest proces krystalizacji minerałów i powstają tzw. masywne ryolity. Tego typu potoki i kopuły lawowe charakteryzują się dużą zmiennością litologiczną i teksturalną (CAS i WRIGHT 1987, ALLEN 1988) (Ryc. 4). Wyróżnia się dwie zasadnicze litofacje (odmiany skalne) w ich obrębie: wewnętrzne partie — „core" (masywne ryolity) i zewnętrzne — „cara-



Ryc. 4. Schematyczny przekrój przez potok lawy ryolitowej (wg Cas i Wright 1987)

pace" [warstwy pumeksu, obsydianu (Ryc. 5A), ze sferolitami (Ryc. 5B) i z perlitami]. Czarne, szkliste warstwy obsydianu, powstałe w wyniku gwałtownego chłodzenia lawy mają miąższość do 10 m, znajdują się w jej najbardziej zewnętrznych częściach, a więc na powierzchni i u czoła potoku, a także tworzą cieniutką warstewkę podścielającą. Niektóre potoki lawowe (do 40 m miąższości) mogą być zbudowane tylko z obsydianu (Manley i Fink 1987). W szklistym „carapace" spotykane są również strefy ze sferolitami (agregaty drobnych kryształów skaleni alkalicznych i kwarcu, Ryc. 5B), a także występują warstwy bardziej porowate (pumeksy). Wiele potoków lawowych przykrytych jest okruchami pumeksów lub bardziej porowatą lawą. Często ekstruzja law bywa poprzedzona erupcją eksplozywną, w trakcie której powstaja warstwa pumeksów podścielająca lawę (Cas i Wright 1987).

UTWORY PIROKLASTYCZNE

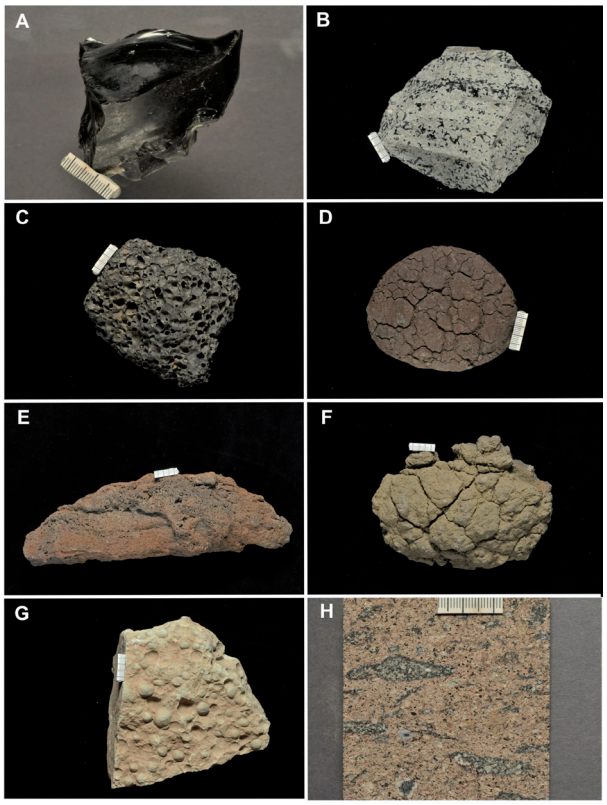
Jednym z kryteriów podziału skał piroklastycznych jest ich klasyfikacja w oparciu o frakcję materiału wyrzucanego przez wulkan. Wyróżnia się bomby (Ryc. 5D–F), lapille, popioły i drobne popioły (pyły) (Tabela 1). Istnieją dwa podstawowe typy depozycji piroklastyków:

• piroklastyczny opad (ang. pyroclastic fall) – osady powstałe w jego wyniku są bardzo dobrze wysortowane, nazywane są tefrą. Stopień wysortowania materiału piroklastycznego wzrasta wraz z odległością od centrum erupcji, jednakże rozmiar klastów nie może być wskaźnikiem odległości od wulkanu;

• gęstościowe spływy piroklastyczne, które można podzielić na:

– spływ piroklastyczny (ang. pyroclastic flow) – jest to grawitacyjny spływ materiału piroklastycznego, gdzie zachodzi transport laminarny niezwykle skoncentrowanego materiału wyrzuconego z wulkanu. Powstały osad jest bardzo słabo wysortowany, z nieznacznie zaznaczonymi warstwowaniami;

– piroklastyczny „przybój" (ang. pyroclastic surge) – materiał wydostający się z komina wulkanicznego jest znacznie bardziej rozrzedzony, na tyle aby mógł zachodzić transport turbulentny. Powstały w tych warunkach osad charakteryzuje się warstwowaniami (liczne, bardzo cienkie warstewki, miejscami skośne) i jest lepiej wysortowany.

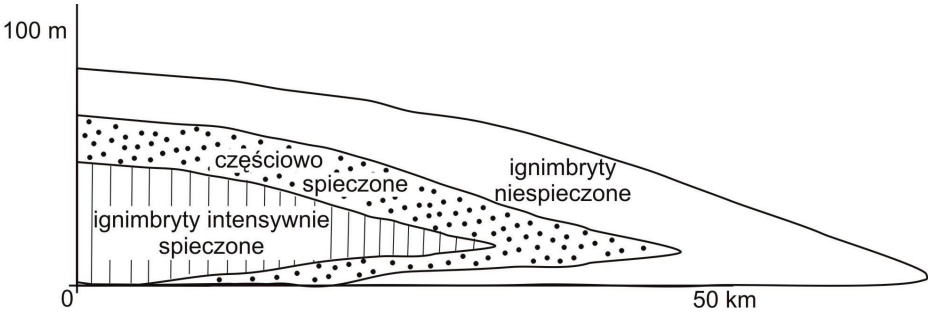


Ryc. 5. Fotografie produktów erupcji wulkanicznych (z kolekcji autorki, Fot. B. Ruszkiewicz).

A – fragment lawy ryolitowej – obsydianu (Monte Rossa, Lipari, archipelag Wysp Liparyjskich); B – fragment lawy ryolitowej – obsydianu, który uległ dewitryfikacji – widoczne liczne sferolity zbudowane z kwarcu i skalenia (Monte Rossa, Lipari, archipelag Wysp Liparyjskich); C – scoria (Kluczewskaja Sopka); D–E – bomby wulkaniczne (Wulkan Pingwin, Szetlandy Południowe, Zachodnia Antarktyka); G – lapille akrecyjne (przekop kolejki koło Bolkowa); H – ignimbryt (Albiano, Włochy).

Tabela 1. Podział produktów i skał piroklastycznych w oparciu o średnicę klastów (wg FISHER 1961, 1966; LAJOIE 1992; zmodyfikowana i uproszczona)

Wielkość okruchów (w mm)	Materiał piroklastyczny	Skały piroklastyczne
> 64<	Bloki i bomby wulkaniczne	Piroklastyczne brekcje
64–2	Lapilli	Tufy lapillowe, lapillity
2–0,0625	Popiół wulkaniczny	Tufy
0,0625	Pył wulkaniczny (popiół drobnoziarnisty)	Tufy



Ryc. 6. Schematyczny przekrój przez potok ignimbrytu (wg ORTON 1996).

Do produktów magmowych erupcji piroklastycznych należą: pumeksy, scoria (Ryc. 5C), strzępy szkliwa, bomby wulkaniczne (Ryc. 5D–F), jak również ksenoklasty (porwaki skał podłoża lub pochodzące z komina wulkanicznego). Termin scoria (fragmenty skał o składzie bazaltu) i pumeks (fragmenty skał o składzie ryolitu) odnoszą się do szklistych, pęcherzykowatych okruchów skał o średnicy powyżej 2 mm (patrz Tabela 1). Strzępy szkliwa, to fragmenty ścianek pęcherzyków, które uległy rozsadzeniu w trakcie erupcji. Często posiadają ostrokrawędziste X i Y-kształtne formy.

W 1935 r. MARSHALL wprowadził do literatury termin ignimbryt (Ryc. 5H). Nazwa pochodzi od łacińskich słów *ignis* – ogień i *nimbus* – chmura. W litologicznym sensie oznaczał on spieczone tufy, czyli osady powstałe w wyniku piroklastycznego spływu, w genetycznym dotyczył skał i osadów powstałych w wyniku piroklastycznego spływu. Jednakże ignimbryty mogą być również nie spieczone (ang. non-welded ignimbrites). W 1973 r. zweryfikowano i ujednolicono definicję ignimbrytów (SPARKS i współaut. 1973). I tak pod terminem ignimbryty kryje się skała lub osad powstały w wyniku spływu piroklastycznego, bez względu na wielkość i stopień spieczenia (CAS i WRIGHT 1987) (Ryc. 6). Rozpatrując pod kątem chemizmu, są to utwory o składzie ryolitu, dacytu lub andezytu.

Produkty erupcji freatycznych i freatomagmowych są znacznie lepiej wysortowanymi, drobnoziarnistymi osadami, niż utwory powstałe w wyniku erupcji magmowych. Ze względu na szybkie przechłodzenie nigdy nie ulegają spieczeniu, natomiast charakterystyczne i wskaźnikowe dla nich są lapille akrecyjne (Ryc. 5G). Powstają one poprzez zlepienie cząsteczek pyłu wulkanicznego w obrębie przesyconej parą wodną chmury erupcyjnej (SCHUMACHER i SCHMINCKE 1991, 1995). Najczęściej utwory te mają średnicę od 5 do 15 mm.

PODSUMOWANIE

Przedstawiona klasyfikacja typów erupcji oraz opisy produktów wulkanizmu odnoszą się w głównej mierze do współczesnych wulkanów i wulkanitów (utworów wulkanicznych). W kopalnych utworach, ze względu na erozję, procesy diagenetyczne i deformacje, jest prawie niemożliwe dokładne odtworzenie warunków erupcji. W przypadku kopalnego wulkanizmu bardzo trudno jest odróżnić lawy ryolitowe od ryolitowych ignimbrytów. Podobnie jest z innymi produktami działalności wulkanicznej.

ERUPCJE WULKANICZNE — FORMY I PRODUKTY

Streszczenie

Termin „wulkan" dotyczy tych nieciągłości w skorupie ziemskiej, w których doszło do erupcji, czyli wyrzucenia przez wulkan lawy, materiału piroklastycznego lub substancji lotnych (gazów wulkanicznych). Ze względu na charakter erupcji wyróżnia się wulkany efuzywne, eksplozywne i mieszane (stratowulkany). Charakter i rozmiar erupcji zależą od wielu czynników w tym min. od składu chemicznego magm, lepkości magm, zawartości gazów. Na Ziemi najczęściej spotykanym typem magmy są magmy krzemianowe, które po wydostaniu się na powierzchnię nazywamy lawami. Eksplozywność erupcji zależy w dużej mierze od zawartości wody w magmie (erupcje magmowe), jak również od reakcji gorącej, intrudującej magmy z wodami powierzchniowymi (freatyczne erupcje). Najczęstszymi produktami efuzywnych erupcji są potoki i kopuły lawowe, natomiast eksplozywnych — bomby, lapilli, popioły i pył.

VOLCANIC ERUPTIONS — FORMS AND PRODUCTS

Summary

A volcano is an opening in the Earth's surface where eruptions can take place and lava flows, pyroclastic material and volcanic gases escape from a magma reservoir. Volcanoes can be classified as effusive, explosive or composite (stratovolcanoes). The explosivity of eruption depends on the chemical composition, viscosity and volatile content of the magma. Most magmas are silicate melts; after degassing during eruption, they are termed lavas. The explosivity of an eruption depends mainly on the content of juvenile water in the magma (magmatic eruption), and on the extent of interaction of extruded magma with surface water (phreatic eruption). The products of effusive eruption are lava flows and lava domes; for explosive eruption they are mainly bombs, lapilli and ashes.

LITERATURA

ALLEN R. L., 1988. *False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization*. Econ. Geol. 83, 1424–1446.

CAS R. A. F., WRIGHT J. V., 1987. *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions.* Allen & Unwin (Publishers) Ltd.Christopher.

FISHER R. V., 1961. *Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks.* Geol. Soc. Am. Bull. 72, 1409–1414.

FISHER R. V., 1966. *Rocks composed of volcanic fragments and their classification*. Eart Sci. Rev. 1, 287–298.

LAJOIE J., 1992. *Volcaniclastic rocks.* [W:] *Facies Models. Response to sea level change*. WALKER R. G., JAMES N. P. (red.). Geol. Assoc. Canada, 39–59.

LE MAITRE R. W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M., SABINE P. A., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLEY A. R., ZANETTIN B., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recomendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 1–193.

MANLEY C. R., FINK J. H., 1987. *Internal textures of rhyolite flows as revealed by research drilling.* Geology 15, 549–552.

MARSHALL P., 1935. *Acid rocks of the Taupo-rotorua volcanic district.* Trans. R. Soc. N. Z. 64, 323–366.

MCPHIE J., DOYLE M., ALLEN R., 1993. *Volcanic Textures — A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Hobart, CODES Univ. Tasmania,1–198.

NEWHALL G., STEVE SELF S., 1982. *The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism*. J. Geoph. Res. 87, 1231–1238.

ORTON G.J., 1996. *Volcanic environments.* [W:] *Sedimentary environments — Processes, facies and stratigraphy*. READING H. G. (red.) Oxford, Blackwell Sci., 485–567.

SCHUMACHER R., SCHMINCKE H.-U., 1991. *Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano.* Bull. Volcanol. 53, 612–634.

SCHUMACHER R., SCHMINCKE H.-U., 1995. *Models for the origin of accretionary lapilli.* Bull. Volcanol. 56, 626–639.

SELF S., SPARKS R. S. J., 1978. *Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water.* Bull. Volcanol., **41,** 196–212.

SPARKS R. S. J., SELF S., WALKER G. P. L., 1973. *Products of ignimbrite eruptions*. Geology 1, 115–118.

WALKER G. P. L., 1973. *Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme.* Geol. Rundsch. 62, 431–446.