

Zróźnicowanie osadów z rejonu wyspy Réunion (zachodni Ocean Indyjski) na tle klasyfikacji osadów oceanicznych

Agata Duczmal-Czernikiewicz*

Analiza petrograficzna próbek powierzchniowych z dna oceanu oraz rdzeni o długości do 560 cm, pozwoliła zaklasyfikować osady jako: hemipelagiczne muły wulkanogeniczne, pelagiczne muły węglanowe (nanoplanktonowe i otwornicowe) oraz wulkanogeniczną brekcję bazaltową. Brekcję wulkanogeniczną tworzą okruchy skał bazaltowych i szkliwa wulkanicznego. Muły hemipelagiczne składają się głównie z fragmentów skał bazaltowych, minerałów pochodzenia wulkanicznego (plagioklazów, piroksenów i oliwinów), okruchów szkliwa wulkanicznego, zeolitów oraz minerałów ilastych. Ponadto występują w nich w zmiennych ilościach bioklasty węglanowe i podrzędnie krzemionkowe. Muły pelagiczne są utworzone głównie z bioklastów węglanowych oraz mikrytu.

Słowa kluczowe: muły pelagiczne, muły hemipelagiczne, czwartorzęd, Réunion

Agata Duczmal-Czernikiewicz — **Diversity of the Réunion Island sediments, western Indian Ocean, on the background of deep sea sediment classification.** Prz. Geol., 48: 748–752.

Summary. On the basis of petrographic analyses surface sediments from the ocean bottom as well as sediments from cores of thickness up to 560 cm were classified as hemipelagic volcanogenic muds, pelagic calcareous oozes and volcanogenic basaltic breccia. Basaltic breccia consists of rock fragments and glass shards. Hemipelagic volcanogenic muds consist mostly of basaltic fragments, plagioclases, pyroxenes and olivines, basaltic glass shards, zeolites and clay minerals. Moreover, there are also various quantities of carbonate and siliceous bioclasts. Pelagic oozes are formed mainly of carbonate bioclasts and micrite.

Key words: pelagic oozes, hemipelagic muds, Quaternary, Réunion

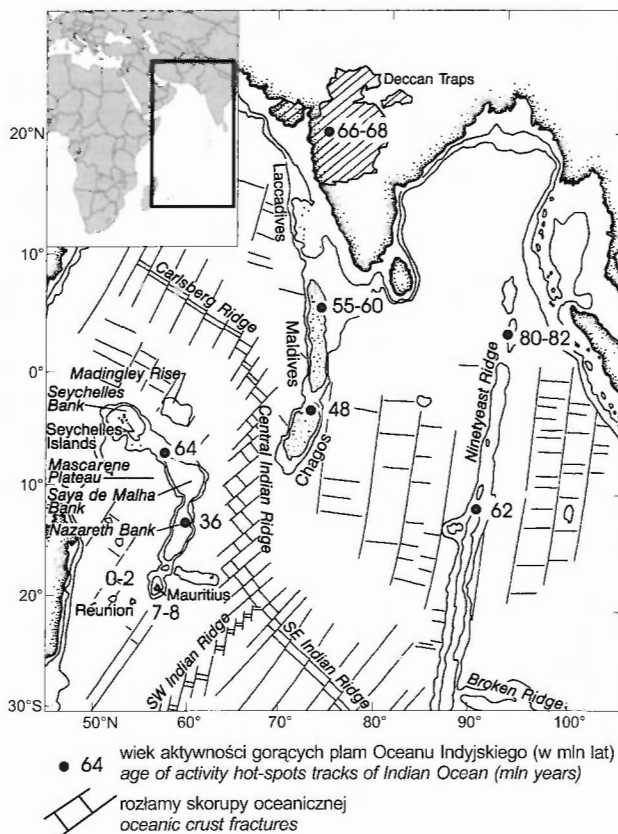
Próbki badanych osadów zostały pobrane podczas międzynarodowego rejsu SO87 niemieckim statkiem badawczym SONNE, w którym uczestniczył Stanisław Lorenc. Podczas rejsu badano morfologię dna (Stoffers i in., 1994) i prowadzono obserwacje sedimentologiczne (Lorenc & Stattegger, 1994 [W:] Stoffers i in., 1994). Skały i popioły wulkaniczne były przedmiotem badań geochemicznych i geochronologicznych (Fretzdorff, 1997). W niniejszej pracy przedstawiono cechy petrograficzne badanych osadów oraz ich zróźnicowanie na tle genetycznych klasyfikacji osadów głębokomorskich.

Sytuacja geologiczna

Wyspa Réunion leży w zachodniej części Oceanu Indyjskiego (55E32 E i 21E07 S), ok. 700 km na wschód od Madagaskaru, ok. 1200 km na zachód od ryftu środkowoindyjskiego (ryc. 1). Wraz z wyspami Mauritius i Rodriguez tworzy Wyspy Maskareńskie. Jest położona w Basenie Maskareńskim, w przedziale C, który uformował się w późnej kredzie, o czym świadczą anomalie magnetyczne A 34-A 27 (Dyment, 1993). Przedział C jest ograniczony od wschodu i od zachodu przez potężne strefy rozłamu, odpowiednio Mauritius Fracture Zone i Wilshaw Fracture Zone (ryc. 2).

Wyspa Réunion ma kształt elipsy (50 x 70 km), o dłuższej osi przebiegającej w kierunku NW–SE (Upton & Wadsworth, 1965, 1972a). Zajmuje obszar 2512 km² i ma wysokość powyżej 7000 m od dna oceanu. Réunion tworzą dwa stożki wulkaniczne: wygasły Piton des Neiges, o wysokości 3069 m nad poziom morza (w części północno-zachodniej) oraz aktywny od 530 tys. lat Piton de la Fournaise (w części południowo-wschodniej), wznoszący

się na wysokość 2631 m nad poziom morza. Średnica całego kompleksu wulkanicznego u podstawy, na głęb. 4000 m poniżej poziomu morza, wynosi ok. 190 km. Średnie nachylenie podmorskich stoków wulkanów na tej



Ryc. 1. Mapa Oceanu Indyjskiego i ślad aktywności gorącej plamy Réunion (wg Duncana i in., 1989)

Fig. 1. Indian Ocean sketch-map and trace of activity of Réunion hot-spot (after Duncan et al., 1989)

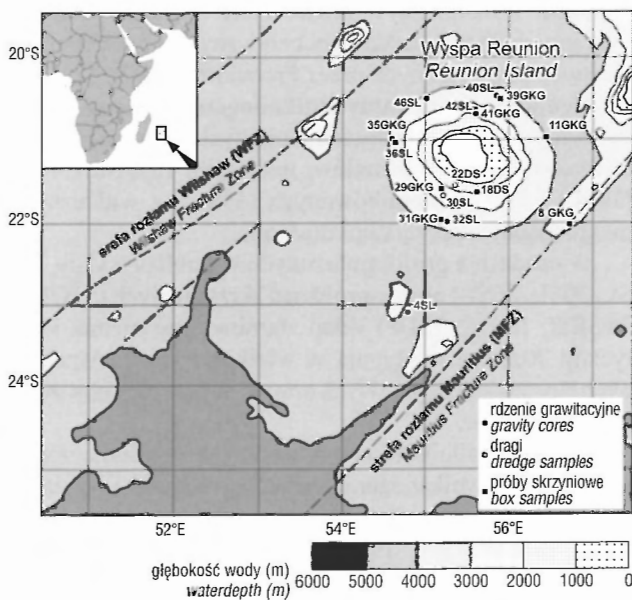
*Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań

głębokości wynosi 4,5E (Upton & Wadsworth, 1965, 1972a).

Réunion jest wyspą wulkaniczną powstałą w wyniku działania wulkanizmu wewnątrzpływowego, której geneza jest związana z systemem gorących plam (ang. *hot-spots*) skorupy oceanicznej (Morgan, 1981; Molnar & Stock, 1987; Duncan i in., 1989; Duncan, 1990). Dane batymetryczne oraz oznaczenia wieku skał (Lénat i in., 1989; Fretzdorff, 1997) wskazują na względnie młody (5 mln lat) wulkanizm inicjujący powstanie wyspy.

Najstarsze skały tworzące Piton des Neiges, dajki przeobrażonych law i brekcji wulkanicznych o składzie bazaltów i ultramafitów, są pocięte nieregularnymi intruzjami syenitów (Upton & Wadsworth, 1965, 1966; McDougall, 1971). Otaczają je bazalty oliwinowe o charakterze pikrytów i zawartości ponad 40% oliwinów, nazwane serią oceanitów (Upton & Wadsworth, 1965, 1966; Lacroix, 1936; Albarède & Tamagnan, 1982). Pozostała część, która stanowi nie więcej niż 10% wszystkich skał tego wulkanu, jest nazywana serią zdyferencjonowaną. Utworzona jest z alkalicznych andezytów (hawaity, mugearty, w sensie: Macdonald & Katsura, 1964) i bazaltów z fenokryształami skaleni (Upton & Wadsworth, 1965, 1966 1972b; McDougall, 1971).

Współczesne wylewy law i związana z nimi aktywność sejsmiczna wulkanu tarczowego Piton de la Fournaise zachodzą dość regularnie z częstotliwością średnio co 14 miesięcy (Lenat i in., 1989; Nercessian i in., 1996; Sapin i in., 1996). Stożek La Fournaise znajduje się obecnie we wczesnej fazie tarczowej, jest on więc zbudowany z law bazaltowych podobnych pod względem składu chemicznego do law, które tworzą serie oceanitów Piton des Neiges (Upton & Wadsworth, 1966). Stożek wulkanu ma niesymetryczną budowę; tworzy U-kształtne kaldery otwarte na wschód, z których część schodzi do oceanu ułatwiając spływy law i osadów wulkanoklastycznych na dno (Upton & Wadsworth, 1966; McDougall, 1971; Gillot i in., 1994).



Ryc. 2. Lokalizacja próbek wytypowanych do badań petrograficznych (wg Stoffersa i in., 1994)

Fig. 2. Location of samples selected for petrological analyses (after Stoffers et al., 1994)

Słony wyspy zostały zbadane metodami geofizycznymi i sedimentologicznymi do głęb. 4000 m (Ollier i in., 1998). Na wschód od stożka *La Fournaise* wydzielono trzy rejonu sedimentacji:

- stożek proksymalny na głęb. od 500–2000 m,
- stożek zewnętrzny, od 2000–3600 m oraz
- poniżej 3600 m — basen głębokomorskiej sedimentacji oceanicznej.

W stożku proksymalnym na podłożu wulkanicznym zalegają: osady spływów masowych, delty podmorskie oraz osady lawin skalnych. W stożku zewnętrznym wyróżniono nieciągłą pokrywę drobnoziarnistych osadów przykrywających gruboziarniste turbidyty lub podłoża wulkaniczne. W basenie przeważa sedimentacja mułów hemipelagicznych i drobnoziarnistych turbidytów (Ollier i in., 1998). Wiek osadów badanych przez Fretzdorff (1997) został określony na nie więcej niż 260 tys. lat.

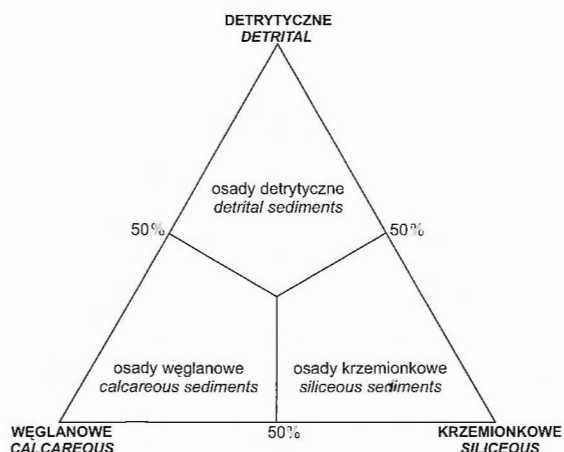
Lokalizacja próbek

Podczas rejsu SO87 próbki były pobierane trzema metodami:

- jako dragi oznaczone symbolem DS (ang. *dredge samples*) z powierzchni dna oceanu, w miejscach o zróżnicowanej morfologii dna,
- próbki skrzyniowe oznaczone GKG (ang. *box samples*) pobierane od powierzchni dna do głębokości 40 cm (lub > 40 cm),
- próbki rdzeniowe oznaczone SL pochodzące z rdzeni grawitacyjnych, o długości do 5,60 m, zlokalizowane bardzo blisko miejsc pobrania próbek skrzyniowych.

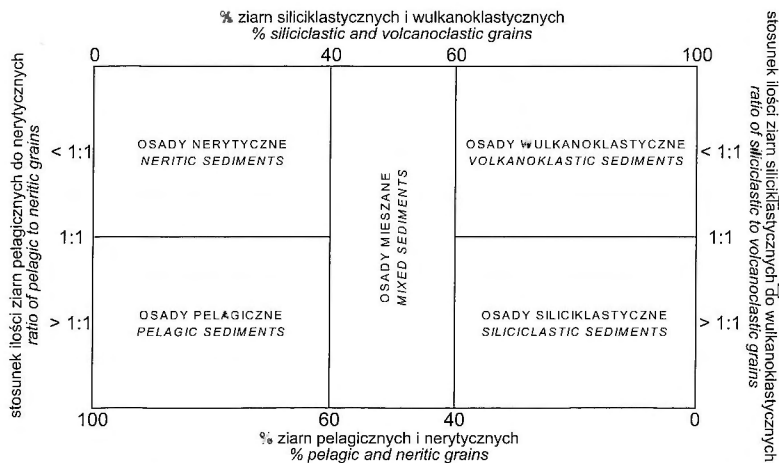
Do badań petrograficznych i mineralogicznych wytypowano następujące profile osadów: 30SL usytuowany na południe od wyspy; 36SL — na zachód, 42SL na północ i 4SL, który znajduje się w największej odległości, na południowy-zachód od wyspy (ryc. 2). Ponadto badano próbki skrzyniowe, reprezentujące osady z głębokości do 40 cm poniżej dna oceanu, oraz pojedyncze próbki z innych rdzeni, opracowywanych przez Fretzdorff (1997).

Badane osady pochodzą ze stożka proksymalnego (42SL, 41GKG), ze stożka dystalnego (31GKG, 31GKG, 36SL, 18DS, 22DS) oraz basenu sedimentacji głębokomorskiej (4SL, 11GKG, 8GKG).



Ryc. 3. Klasyfikacja osadów oceanicznych wg Rothwella (1987)

Fig. 3. Deep-sea sediment classification after Rothwell (1987)



Ryc. 4. Klasyfikacja osadów oceanicznych wg Mazzullo (Mazzullo [W:] Rothwell, 1987)

Fig. 4. Deep-sea sediment classification after Mazzullo (Mazzullo [W:] Rothwell, 1987)

Klasyfikacje głębokowodnych osadów oceanicznych

Spośród licznych klasyfikacji osadów oceanicznych najpowszechniej są wykorzystywane podziały genetyczne.

Seibold i Berger (1996) wyróżniają osady: litogeniczne, biogeniczne i hydrogeniczne, podczas gdy w trójskładnikowej klasyfikacji Rothwella (1987) znajdują się osady detrytyczne, węglanowe i krzemionkowe (ryc. 3). Mazzullo i in. (1987, *vide* Rothwell, 1987) wyróżniają natomiast dwa typy osadów oceanicznych:

□ ziarniste (granularne) — złożone z ziarn organicznych (np.: otwornice, radiolarie) lub nieorganicznych (np.: kwarc, fragmenty skał) i zdeponowanych wskutek procesów fizycznych lub organicznych (ryc. 4),

□ chemiczne — składają się z minerałów powstałych w procesach nieorganicznych, takich jak: kompaktacja organicznych składników, precypitacja z roztworu lub rekryształizacja węglanów.

Syntetyczną klasyfikację osadów głębokomorskich przedstawił Berger (1974, *vide* Seibold & Berger, 1996):

1. Osady pelagiczne (iły i muły): mediana wynosi < 5 mm; mniej niż 25 % frakcji > 5 mm ma genezę terygeniczną, wulkanogeniczną lub/i nerytyczną.

A. Iły pelagiczne, bioklasty zbudowane z CaCO_3 i SiO_2 występują w ilości < 30 %.

- 1–10% CaCO_3 — ił (słabo) węglanowy,
- 10–30% CaCO_3 — ił silnie węglanowy (lub marglisty),
- 1–10% SiO_2 — ił (słabo) krzemionkowy,
- 10–30% SiO_2 — ił silnie krzemionkowy.

B. Muły pelagiczne (ang. *oozes*), bioklasty zbudowane z CaCO_3 i SiO_2 występują w ilości > 30 %.

- CaCO_3 > 30 %; gdy mniej niż 2/3 osadu jest zbudowane z CaCO_3 — muł marglisty; gdy więcej niż 2/3 osadu składa się z CaCO_3 — muł kredowy.
- CaCO_3 < 30 %; gdy więcej niż 30 % w osadzie ma skład krzemionkowy: muły okrzemkowe.

2. Osady hemipelagiczne (ang. *muds*): mediana wynosi > 5 mm; powyżej 25 % frakcji > 5 mm ma genezę terygeniczną, wulkanogeniczną lub/i nerytyczną.

A. Muły węglanowe. CaCO_3 występuje w ilości > 30 %.

□ Jeśli < 2/3 osadu jest zbudowane z CaCO_3 — muł marglisty. Jeśli > 2/3 osadu składa się z CaCO_3 — muł kredowy.

□ Gdy szkieletowy CaCO_3 występuje w ilości > 30 % — muł otwornicowy, nanoplanktonowy.

B. Muły terygeniczne. Dominują: kwarc, skalenie, łuszczyki

C. Muły wulkanogeniczne. CaCO_3 występuje w ilości < 30%; dominują: popiół wulkaniczny, palagonit itp. składniki wulkanogeniczne.

Wyniki badań petrograficznych

Wśród opisywanych osadów wyróżniono następujące odmiany litologiczne: litogeniczne brekcje bazaltowe (11GKG), pelagiczne muły otwornicowe i pelagiczne muły nanoplanktonowe (w profilu 4SL) oraz hemipelagiczne muły wulkanogeniczne z bioklastami (próbki powierzchniowe i rdzeniowe do głęb. 30 cm poniżej dna oceanu). Różnice w litologii wynikają z położenia punktu badawczego względem wyspy, głębokości i morfologii dna w omawianej części basenu oraz od głębokości próbki w profilu.

Brekcja wulkaniczna — osady o charakterze drobno-okruchowej brekcji wulkanicznej stwierdzono w dolnych częściach profili: 46SL i 11GKG. Osad składa się z luźnych okruchów skał bazaltowych, pumeksów oraz fragmentów szkliwa wulkanicznego, powszechnie zdewitryfikowanego. W wyższych częściach profili osady stają się popiołami wulkanicznymi (ryc. 5) ze względu na zmniejszenie rozmiarów okruchów (2 mm i mniej). Warstewki popiołów wulkanicznych stwierdzone w innych profilach były przedmiotem badań geochemicznych i geochronologicznych prowadzonych przez Fretzdorff (1997).

Hemipelagiczne muły wulkanogeniczne (ang. *muds*) — osady składają z naprzemianległych ciemnoszarych i oliwkowo-brązowych mułów, miejscami zapiaszczonych (30SL) i silnie zbioturbowanych (36SL), z widocznymi makroskopowo szczątkami otwornic.

W osadach z profili położonych w pobliżu wyspy (42SL, 30SL, 36SL) oraz w próbkach skrzyniowych (31GKG, 35GKG, 18DS, 22DS) skład ziarnowy jest niemal identyczny. Różnice występują w wielkości ziarn i wzajemnych stosunkach ilościowych oraz w stopniu przeobrażenia krystaloklastów.

Wśród składników nieorganicznych dominują ziarna pochodzenia wulkanogenicznego: okruchy skał bazaltowych i plagioklasy, często z drobnymi wtrąceniami minerałów kruszcowych. Poza tym powszechnie występują ziarna piroksenów, szkliwa wulkaniczne z oznakami przeobrażeń o charakterze palagonitizacji, które czasem przybiera ciemnoczerwoną barwę (36SL). Spotyka się też

szkliwo czarne lub brunatne, z pęcherzykami po gazach o kształtach owalnych i okrągłych, rzadziej rurkowych.

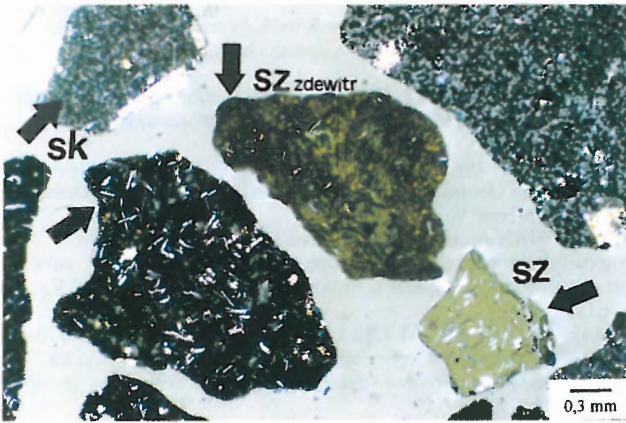
W osadach licznie występują bioklasty węglanowe (głównie otwornice i nanoplankton) oraz mniejsze ilości bioklastów krzemionkowych (powszechne igły gąbek, radiolarie). Ilość bioklastów, określana szacunkowo w preparatach rozcieranych i w płytkach cienkich, wynosi od 3 do 10%. Oznaczona chemicznie zawartość CaCO_3 nie przekracza w osadach z profilu 42 SL 5%, a z profilu 30 SL — 10%, natomiast w profilu 36SL dochodzi do 30%. W ostatnim z wymienionych profili obok bioklastów węglanowych zaznacza się wzrost udziału mikrytu w osadzie. W osadach występują również fazy autigeniczne: zeolity (filipsyt) (ryc. 6) oraz minerały ilaste, których udział nie przekracza 10%.

We wszystkich profilach są spotykane klasty ilasto-żelaziste, miejscami węglanowo-ilaste, które często zawierają ziarna oliwinów, piroksenów lub plagioklazów. Miejscami klasty te przypominają zmienione okruchy pumeksów. Zawartość klastów zmienia się od 3% do 20%. Mogą to być fragmenty przeobrażonych skał bazaltowych (van der Flier- Keller, 1991) lub mogły powstać na skutek

zlepiania składników osadu przez cząstki ilaste w etapie wczesnej diagenety.

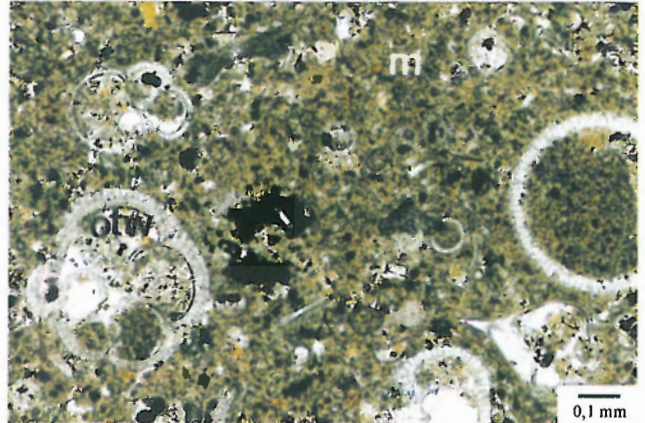
Średnia średnica ziarn zmienia się od 7 do 10 mm w profilu 36SL do 14 mm w profilu 42SL, gdy średnie odchylenie standardowe osiąga wartość od 7 (36SL) do 12 w profilu 42SL. Osady są zatem najlepiej wysortowane i najdrobniejsze w profilu 36SL (stożek dystalny), a najbardziej gruboziarniste i najłabiej wysortowane w profilu 42SL (obszar stożka proksymalnego, po skłon wulkanu). Mediana (9–14 μm) wskazuje na sedymentację hemipelagiczną.

Pelagiczne muły węglanowe (ang. *oozes*) (otwornicowe i nanoplanktonowe). Barwa osadów w najbardziej oddalonym na południowy-zachód od wyspy profilu (4 SL) jest kremowa. Osady wyróżniają się spośród innych przede wszystkim dużą zawartością bioklastów i nerytycznych składników węglanowych (mikrytu). Większą część węglanów stanowią bioklasty (głównie otwornice, w mniejszym stopniu kokolity), które w górnej części profilu stanowią 40–60% osadu (ryc. 7). W dolnej części profilu (400 cm) wzrasta natomiast do 75% ilość nanoplanktonu i mikrytu (ryc. 8). W całym profilu 4SL występują również bioklasty krzemionkowe: igły gąbek i nieliczne radiolarie.



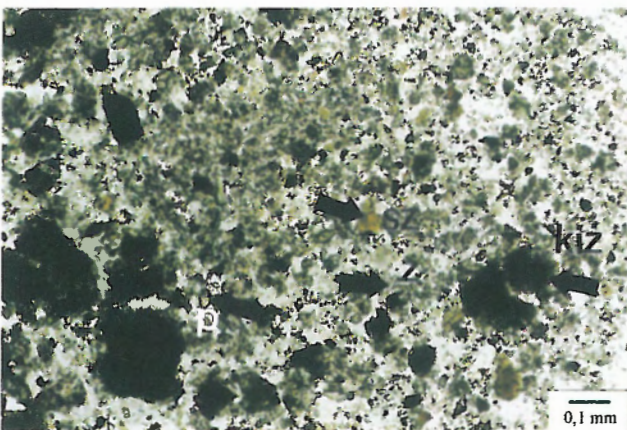
Ryc. 5. Brekcja wulkaniczna; sk — okruchy skał bazaltowych, sz — szkliwo wulkaniczne, sz zdewitr — szkliwo zdewitryfikowane; 11GKG, światło przechodzące, 1 polaryzator

Fig. 5. Sediment classified as volcanic breccia; sk — basaltic rock fragments, sz — glass shards, sz — devitrificated volcanic glass; 11GKG, transparent light, 1 polar



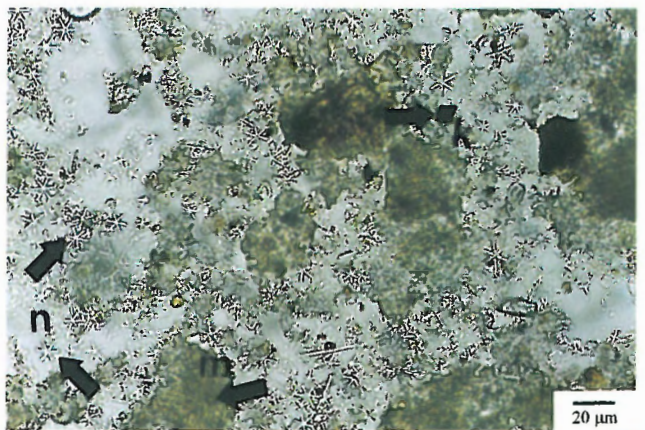
Ryc. 7. Muł otwornicowy; otwornice (otw) i bioklasty krzemionkowe tkwią w matriks (m) ilasto-węglanowej; 40SL 640, światło przechodzące, 1 polaryzator

Fig. 7. Sediment classified as volcanogenic mud: foraminifera (otw) and siliceous bioclasts in clay-calcareous matrix (m); 40SL 640, transparent light, 1 polar



Ryc. 6. Hemipelagiczne muły wulkanogeniczne, p — piroksen, z — zeolity, kiż — klasty ilasto-żelaziste; 30SL 90, preparat rozcierany, 1 polaryzator

Fig. 6. Hemipelagic volcanogenic muds, p — pyroxen, z — zeolite, kiż — clay-iron clasts; 30SL 90, smear slide, 1 polar



Ryc. 8. Pelagiczne muły nanoplanktonowe, n — nanoplankton węglanowy, k — minerały kruszcowe; 4SL 260, światło przechodzące, 1 polaryzator

Fig. 8. Pelagic nannoplankton ooze, n — calcareous nannoplankton, k — ore minerals; 4SL 260, transparent light, 1 polar

Z ilością bioklastów i mikrytu są związane zmiany zawartości węglanów, tzn. ilości oznaczonego CaCO_3 . W omawianym profilu, do głębokości 400 cm, węglany stanowią 70–75% osadu, poniżej 400 cm zawartość węglanów zmniejsza się do 60%.

Wśród składników mineralnych wyróżniono ziarna plagioklazów, piroksenów i oliwinów (ryc. 6) oraz okruchy skał wulkanicznych. W grubszych frakcjach są spotykane ziarna kwarcu. Prawie zawsze występują oznaki przeobrażeń szkliska i oliwinów. Istotną cechą osadów jest powszechne występowanie mikrokonkrecji żelazowo-manganowych, o wielkościach od kilkunastu do 100 μm .

Średnia średnica ziarn zmienia się od 7 μm na powierzchni do 5 μm na głęb. 320 cm. Odchylenie standardowe wynosi 6–8, wzrasta więc wysortowanie osadu. Mediana 5 μm jest umowną granicą dla sedymentacji pelagicznej i hemipelagicznej (Seibold & Berger, 1996), tak więc w badanym profilu sedymentacja nabiera przejściowego (od hemipelagicznej do pelagicznej) charakteru. Z uwagi na odległość od brzegu i rodzaj sedymentacji osady z profilu 4SL można nazwać osadami pelagicznymi.

Podsumowanie

Większość badanych w pobliżu wyspy profili odznacza się cechami typowymi dla sedymentacji hemipelagicznej, z przewagą materiału terygenicznego w składzie, toteż można je nazwać osadami litogenicznymi frakcji pyłowej (Seibold & Berger, 1996) lub ziarnistymi mułami wulkanoklastycznymi z bioklastami (Mazzullo [W:] Rothwell 1987). W klasyfikacji Bergera, biorącej pod uwagę zawartość bioklastów i średnią średnicę ziarn, osady nazwano hemipelagicznymi mułami wulkanogenicznymi.

Odmienne miejsce w klasyfikacji zajmują osady z profilu 4SL, które na podstawie cech uziarnienia zaliczono do osadów pelagicznych i hemipelagicznych. Odległość od lądu, głębokość występowania, skład ziarnowy oraz zawartość szkieletowego CaCO_3 również odpowiadają cechom osadów pelagicznych. Mogą więc być nazwane według klasyfikacji Bergera mułami otwornicowymi (do głęb. 90 cm) oraz mułami nanoplanktonowymi (poniżej tej głębokości).

Osady wulkanogeniczne są reprezentowane przez brekcje oraz popioły wulkaniczne występujące w dolnych częściach profili 11 GKG i 46SL.

Panu Profesorowi Andrzejowi Muszyńskiemu, promotorowi pracy doktorskiej, w ramach której były prowadzone badania, składam podziękowania za wszechstronną pomoc i wielokrotne dyskusje. Autorka serdecznie dziękuje Panu Profesorowi Stanisławowi Lorencowi za udostępnienie materiału do badań, za wprowadzenie w temat, wiele uwag i sugestii oraz za istotne wsparcie finansowe badań prowadzonych w ramach grantu KBN. Dziękuję również Dr Julicie Biernackiej za inspirujące rozmowy, niezmiernie zainteresowanie problematyką badawczą oraz postępowaniem w prowadzonych badaniach. Mgr inż. Jackowi Czernikiewiczowi składam podziękowania za wykonanie załączników graficznych.

Literatura

- ALBARÉDE F. & TAMAGNAN V. 1988 — Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, 1931–1986. *J. Petrol.*, 29: 997–1030.
- DUNCAN R.A., BACKMAN J. & PETERSON L. 1989 — Réunion hot-spot activity through Tertiary time: Initial results from the Ocean Drilling Program. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 193–198.
- DUNCAN R.A. 1990 — The volcanic record of the Réunion hot-spot. *Proc. ODP Sc. Res.*, 115: 3–10.
- DYMENT J. 1993 — Evolution of the Indian Ocean triple junction between 65 and 49 Ma. *J. Geoph. Res.*, 98 (B8): 13,863–13,877.
- FRETZDORFF S. 1997 — The Réunion Hotspot: History of explosive activity and geochemical evolution. *Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. Christ.-Albrechts Univ.* 81, Ph D thesis: 1–98.
- GILLOT P.-Y., LEFEVRE J.-C. & NATIVEL P. 1994 — Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 51: 253–267.
- GILLOT P. Y. & NATIVEL P. 1989 — Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 53–65.
- LACROIX A. 1936 — *Le Volcan Actif de l'île de la Réunion et ses Produits*. Paris: Gauthiers-Villars.
- LÉNAT J.-P., VINCENT P. & BACHÉLERY P. 1989 — The offshore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean) structural and geomorphological interpretation of Sea Beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36: 1–36.
- MACDONALD G.A. & KATSURA T. 1964 — Chemical composition of Hawaiian Lavas. *J. Petrol.*, 5: 82–133.
- McDOUGALL I. 1971 — The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35: 261–288.
- MOLNAR P. & STOCK J. 1987 — Relative motion of hot-spots in the Pacific Atlantic and Indian Ocean since Late Crataceous time. *Nature*, 327: 587–591.
- MORGAN W.J. 1981 — Hot-spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. [In:] Emiliani C. (ed), *The Sea*, 7, *The Oceanic Lithosphere*. New York: 443–487.
- NERCESSIAN A., HIRN A., LEPINE J.-C. & SAPIN M. 1996 — Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70: 123–143.
- OLLIER G., COCHONAT J. F., LÉNAT J. F. & LABAZUY P. 1998 — Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology*, 45: 293–330.
- ROTHWELL R. G. 1987 — *The mineralogy of marine sediments*. Elsevier Science Publishers Ltd.
- SAPIN M., HIRN A., LEPINE J.-C. & NERCESSIAN A. 1996 — Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de la Fournaise volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70: 145–167.
- SEIBOLD E. & BERGER W. H. 1996 — *The sea floor. An introduction to marine geology*. Springer.
- STOFFERS P., DEVEY C., ACKERMAN D., BERNER Z., CANTIN B., DURAND J., FRANKE-BRUCKMAIER B., FRETZDORFF S., GRAUPNER T., HAUG G., HEIKINIAN R., LABAZUY P., LORENC S., MÜHLHAN S., MÜHLHAN N., PARTERNE M., SCHMIDT M., STATTEGGER K., UHLIG S. & WHITECHURCH H. 1994 — Cruise report SO87: The Réunion Hotspot. *Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. Christ.-Albrechts. Univ.*, 65: 1–71.
- UPTON B. G. J. & WADSWORTH W. J. 1965 — Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature*, 207: 151–154.
- UPTON B. G. J. & WADSWORTH W. J. 1966 — The basalts of Réunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 29: 17–24.
- UPTON B. G. J. & WADSWORTH W. J. 1972a — Peridotite and Gabbroic Rocks Associated with the Shield-Forming Lavas of Réunion. *Contr. Mineral. Petrol.*, 35: 139–158.
- UPTON B. G. J. & WADSWORTH W. J. 1972b — Aspects of magmatic evolution on Réunion Island. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 271: 105–130.
- van der FLIER-KELLER E. 1991 — Geochemistry and mineralogy of sediments, Atlantis II Fracture Zone, southwestern Indian Ocean. *Proc. ODP Sc. Res.*, 118: 145–151.