

Iwona SZUMACHER Uniwersytet Warszawski Wydział Geografii i Studiów Regionalnych e-mail: szumi@uw.edu.pl ORCID: 0000-0003-1419-0477

PIĘTRA KRAJOBRAZOWO-GEOCHEMICZNE POŁUDNIOWYCH STOKÓW KILIMANDŻARO, TANZANIA

Landscape-geochemical zones on the south slopes of Kilimanjaro, Tanzania

Abstract: The aim of this paper is to identify and describe the landscape and geochemical zones on the southern slopes of Kilimanjaro. Characterization of individual zones was carried out based on a literature synthesis and author own study. The article contains description of four main zones and eight subzones. The Kilimanjaro's altitudinal vegetation zones have proper description, but this overview provides a holistic description of the structure and functioning of the landscape.

Key words: Kilimanjaro, Tanzania, altitudinal zonation, geochemical landscape

WSTĘP

"Procesy krajobrazowo-geochemiczne biegną w obrębie jednorodnego substratu skalnego, lecz są stymulowane dostawą wilgoci i ciepła. Wiąże się z tym zarówno produkcja biologiczna, jak i sposób przekształcenia komponentów mineralnych i organicznych od form stabilnych do ruchliwych". Taką notatkę umieścił dr Bogumił Wicik, po przeczytaniu pierwszej wersji niniejszego artykułu (ryc. 1). Obecna wersja artykułu jest dedykowana śp. doktorowi Bogumiłowi Wicikowi (1940–2019), geografowi, gleboznawcy, pracownikowi Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW.

19musy horribus - quiterrite bigns in abiglie jacknowdrego substratu stednego lever sy stymaticane obstans vilgour i inegeta. Wish sis i dym samine produkcja bribejima jek i sport protest Frank teorporter minertys i orjanisnys od form stabilags do muchings 1.

Ryc. 1. Notatka dr. Bogumiła Wicika (2009) dotycząca specyfiki procesów krajobrazowo-geochemicznych na Kilimandżaro

Fig. 1. A handwritten note by Bogumił Wicik (2009) on the specificity of landscape and geochemical processes in Kilimanjaro

Wpłynęło: 18.10.2021 **Zaakceptowano**: 23.12.2021

Zalecany sposób cytowania / Cite as: Szumacher I., 2021, Piętra krajobrazowo-geochemiczne południowych stoków Kilimandżaro, Tanzania, *Prace i Studia Geograficzne*, 66.3, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 73–88, DOI: 10.48128/pisg/2021-66.3-06.

Zjawisko "strefowości pionowej", czyli piętrowości, po raz pierwszy opisał geograf i twórca genetycznego gleboznawstwa Wasilij W. Dokuczajew (1846-1903), charakteryzując zmiany stref glebowych w miarę wzrostu wysokości, gdzie rozmieszczenie typów gleb jest związane z wysokością terenu i wiekiem rzeźby. Skład i struktura pięter glebowych zależy od położenia danej krainy górskiej w systemie pasów geograficznych, a w obrębie pasa – w różnych sektorach uwilgotnienia (nadoceanicznych i kontynentalnych). Decydującym czynnikiem odróżniającym sekwencje typów gleb w pionie od stref glebowych przylegających równin jest zwiększająca się wilgotność powietrza do pewnej wysokości, a potem jej spadek, jak również ciągły spadek temperatury powietrza. Wilgotność stoków jest zdeterminowana ekspozycja. Na stokach nawietrznych obserwuje się roślinność mezofilną lub wilgociolubną roślinność górską. Na układ pięter mają wpływ również takie zjawiska, jak lawiny, czy osuwiska (Richling 1992). Według S. Kalesnika (1975) każdej strefie odpowiada właściwy układ pięter, tzn. im góry są wyższe i im położone bliżej są równika, tym pełniejszy jest układ pięter. Biorac pod uwage te zależność, M. A. Głazowska (1981) wyodrębniła 14 podstawowych typów struktur górskiej pietrowości gleb. Przykładowo, według tej typologii Kilimandżaro zalicza się do typu równikowo-zwrotnikowego półwilgotnego, który charakteryzuje się występowaniem gleb górskich czerwonobruatnych i czerwonych gleb sawann (zgodnie z wtedy obowiązującą systematyką).

W trakcie rozwoju koncepcji strefowości i piętrowości, w latach 60. XX w. uznano, że należy wprowadzić pojęcie "strefowość górska" obejmujące szerszy kompleks zjawisk, niż zmiany klimatu, roślinności i gleb (piętrowość roślinna, klimatyczna, glebowa) w miarę wzrostu wysokości bezwzględnej (Głazowska 1981). Wydaje się, że w ten "szerszy kompleks zjawisk" wpisuje się ujęcie geochemiczne. Skoro wraz ze wzrostem wysokości zachodzi zmiana temperatury, zmniejszenie ciśnienia, wzrost intensywności promieniowania, wzrost opadów do pewnej granicy, to za zmianami tymi następuje również zróżnicowanie procesów wietrzenia (maleje udział wietrzenia chemicznego, a rośnie fizycznego) oraz warunków i tempa migracji pierwiastków.

CELIMETODY

Podążając za tym kierunku badawczym, za cel niniejszego opracowania obrano wyznaczenie i charakterystykę pięter krajobrazowo-geochemicznych południowych stoków masywu Kilimandżaro. Ta część wulkanicznego masywu Kilimandżaro, szczególnie wulkan Shira, ma najlepsza dokumentację cech jakościowych i ilościowych poszczególnych komponentów środowiska przyrodniczego, włacznie z charakterystyka piętrowości roślinnej (m.in. von Decken 1863; Grant 1872; Gillman 1923; Johnston 1885; Williams 1907; Sjöstedt 1925; Spink 1945; Salt 1951, 1954; Hemp 2001, 2005, 2006abc; Schrumpf 2004; Schrumpf i in. 2006ab, 2007; Zech 2007; Little, Lee 2006; Lovett, 1993). Niniejsza praca ma charakter przeglądowy, gdyż opiera się na analizie danych z literatury i ich syntezie, efektem której jest próba wyznaczenia pieter krajobrazowo-geochemicznych na południowych stokach Kilimandżaro i kompleksowa charakterystyka ich struktury i funkcjonowania, ze szczególnym uwzględnieniem migracji pierwiastków. Obserwacje terenowe, jakie poczyniła autorka w trakcie kilkudniowego pobytu na Kilimandżaro, nie stanowią integralnej części pracy, lecz są jedynie jej uzupełnieniem. Zebrany materiał terenowy obejmuje próbki gleb z czterech stanowisk: na wysokości 4600 m n.p.m., 3300 m n.p.m., 2200 m n.p.m., 1500 m n.p.m. wzdłuż szlaku Mweka na południowym stoku Kibo. Metodą wagową oznaczono w stopach prób mineralnych procentową zawartość SiO₂, metodami objętościowymi zawartość: Al₂O₃, MgO, CaO, Fe₂O₃, metodą elektrometryczną pH(KCl) i pH(H₂O). Przy wyznaczaniu i klasyfikacji pięter krajobrazowo-geochemicznych kierowano się kryteriami klasyfikacji krajobrazów geochemicznych wg A. I. Perelmana i N. S. Kasimowa z 1999 roku (Wicik, Ostaszewska 2012, s. 305). Aby oddać specyfikę piętrowości afrykańskiej, w nazwach pojawia się przedrostek "afro".

PRZEGLĄDOWA CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNOGEOGRAFICZNA MASYWU WULKANICZNEGO KILIMANDŻARO

Kilimandżaro położone jest na Wyżynie Wschodnioafrykańskiej w północno-wschodniej Tanzanii (kilka kilometrów od granicy z Kenią), ok. 330 km na południe od równika, na wschodnim obrzeżu ryftu Gregory'ego, stanowiącego wschodni segment wschodnioafrykańskiego systemu ryftowego (East African Rift System). Masyw wulkaniczny Kilimandżaro o rozciągłości równoleżnikowej ok. 80 km składa się z trzech wygasłych wulkanów: Shira 3940 m n.p.m., Kibo 5895 m n.p.m. i Mawenzi 5150 m n.p.m. Najstarszy z nich – Shira – powstawał ok. 2,5 mln temu. Jego aktywność zakończyła się ok. 1,9 mln lat temu (Nonnotte i in. 2008). Od tego czasu budujące go skały (bazalt, trachit i andezyt) podlegały wietrzeniu fizycznemu i chemicznemu. Wschodnia część tego krateru pokrywa lawa powstała w trakcie erupcji Kibo. Pierwsza magmowa faza obejmująca Mawenzi jest datowana na ok. 1 mln lat, a ostatnia na 492-448 tys. lat temu. W trakcie aktywności Mawenzi miało miejsce pierwsze zlodowacenie (500-460 tys. lat temu). Przyczyniło się to do powstania zjawiska lahar, czyli spływu materiału piroklastycznego (popiołu wulkanicznego wymieszanego ze śniegiem i lodowcem). Na Mawenzi dominują skały wylewne zasobne w krzemionkę: ankaramit, trachit, andezyt i bazalt. Początek powstania stożka Kibo datuje się na 482 tys. lat temu. Najważniejsze fazy magmowe na Kibo, w trakcie których powstały alkaliczne skały od trachyandezytu do fonolitu, są datowane na 460-360 tys. lat (włącznie z dwoma poziomami erozji w czasie drugiego zlodowacenia) i 359-337 tys. lat temu. Obecny stożek został uformowany w okresie 274–170 tys. lat temu. Interakcja między erupcją i pokrywą lodową z kilku okresów zlodowaceń grała ważną rolę w powstaniu zapadlisk i lahar. Najmłodsza erupcja wystąpiła około 200–150 tys. lat temu i zaznaczyła się przez formację skalna na szczycie obecnego krateru Kibo. W trakcie ostatniej największej erupcji powstały zapadliska zwane Kibo Barranco i Kibo Lahar (Nonnotte i in. 2008).

Kilimandżaro położone jest w strefie klimatu podrównikowego, okresowo suchego według klasyfikacji Köppena (Kottek i in. 2006). Sam masyw charakteryzuje się piętrowością klimatyczną. Od wysokości 813 m (miejscowość Moshi na południowych stokach) temperatura spada o 0,56°C co 100 m zaczynając od 23,4°C. Na szczycie Kibo wynosi –7°C. Ta dzienna temperatura niewiele różni się od średniej rocznej temperatury (–7,1°C). Na Kilimandżaro dominuje wiatr południowy i południowo-wschodni — znad Oceanu Indyjskiego (ok. 75%). Opady występują każdego miesiąca (Hemp 2006, Thompson i in. 2002, Chan i in. 2008). Południowo-zachodnie stoki Kilimandżaro otrzymują więcej opadów niż pozostałe. Najwięcej opadów (2000–2400 mm) jest w pasie zalesionym na wysokości 2000–3000 m n.p.m. Jest to pas stałej kondensacji chmur, który powoduje zwiększenie wilgotności na średnich wysokościach (Hemp 2005, 2006a).

Piętrowość roślinna Kilimandżaro jest rezultatem stabilnych i wyraźnych ekologicznych różnic wysokościowych (stała pokrywa chmurami itp.). Piętrowość jest silnie skorelowana z wysokością, temperaturą, ilością opadów i pH podłoża (Hemp 2006a). Z. Podbielkowski (1991) opierając się na klasyfikacji H. Waltera z 1962 roku, wyróżnił na Kilimandżaro następujące piętra roślinne: sawanna, uprawy roślin użytkowych, górski las równikowy, piętro alpejskie. Natomiast J. Kornaś i A. Medwecka-Kornaś (2002) wyznaczyli następującą sekwencję pięter roślinnych: sawanna, uprawy, las górski równikowy, las mglisty, zarośla wrzosowate, roślinność afroalpejska i półpustynia wysoko-górska (puna).

Najnowsze badania fitosocjologiczne wykazują nieciągłość tych stref roślinnych w zależności od ekspozycji stoków. Różnice wysokości granic poszczególnych pięter i składu gatunkowego zaobserwowano między stokami północnymi i południowymi masywu. Ponadto, w obrębie danego piętra A. Hemp (2006a) wyznaczył dodatkowe strefy. Piętra roślinne wg A. Hempa (2006a): sawanna (700–1100 m n.p.m.); piętro subgórskie użytkowane rolniczo (submontane 1100–1800 m n.p.m.); górski las równikowy (1800–3000 m n.p.m.) z wyróżnioną strefą górskiego lasu dolnego (*lower montane forest*), pośredniego (*middle montane forest*) i górnego; piętro alpejskie (3000–4000 m n.p.m.) ze strefą górskiego lasu górnego (*upper montane forest*) i piętrem subalpejskim; pustynię zimną z torfowcami do 4700 m n.p.m. W związku ze zmianą zasięgu lodowców zmieniał się również zasięg górnej i dolnej granicy lasu średnio o 100 m. Przez cały czas ostatniego maksymalnego zlodowacenia ekosystem górskiego lasu był względnie stabilny. Tłumaczy się to wpływem Oceanu Indyjskiego na zwiększenie wilgotności obszaru Afryki Wschodniej (Livingston 1975, Mumbi i in. 2008). Współczesne zmiany zasięgów lasów są związane z pożarami i rabunkowym wycinaniem drzew. Od roku 1929 Kilimandżaro utraciło 1/3 powierzchni lasów (600 km²). Powyżej 1960 m n.p.m. są one chronione jako park narodowy.

Najgęstszą sieć rzeczną posiadają stoki południowe, szczególnie południowo-zachodnie w obrębie wulkanu Shira, co ma wpływ na intensywniejszą migrację materii do terenów podporządkowanych. Migrację tę wzmacnia opad deszczu, mający w tej części największe wartości roczne.

PIĘTRA KRAJOBRAZOWO-GEOCHEMICZNE POŁUDNIOWYCH STOKÓW KILIMANDŻARO

Propozycję podziału pięter krajobrazowo-geochemicznych przedstawiono w tabeli 1 i zobrazowano na rycinie 2. Szkic pięter wykonał dr Bogumił Wicik w trakcie konsultacji pierwszej wersji niniejszego artykułu.

Na południowych stokach wyznaczono cztery główne piętra krajobrazowo-geochemiczne: wulkaniczny krajobraz lodowcowo-prymitywny, wulkaniczny krajobraz afroalpejski, krajobraz leśny, krajobraz sawanny. W obrębie każdego piętra wyznaczono subpiętra, które odpowiadają w przybliżeniu typom roślinności. Podstawowe właściwości chemiczne (pH, warunki utleniające i redukcyjne, obecność pierwiastków i związków typomorficznych) zwietrzelin i gleb są kryterium wyznaczania klas krajobrazów geochemicznych. W obrębie wyznaczonych subpięter występuje kwaśna (H⁺) i słabokwaśna (H⁺) klasa migracji wodnej w warunkach utleniających. W kraterze Shira, gdzie obecne są torfy, występuje kwaśno-glejowa (H⁺, Fe²⁺) klasa migracji wodnej w warunkach redukcyjnych. Topografia, jak również litologia, są kryterium wyznaczania rodzaju krajobrazu. Ze względu na duże nachylenie stoków dominuje krajobraz transeluwialny, w którym zachodzi wymycie i tranzyt materii. Dolne części stoków z deluwium można zaliczyć do krajobrazów eluwialno-akumulacyjnych. Jedynie wypłaszczenia w obrębie kraterów to powierzchnie autonomiczne. Podnóża stoków, gdzie zaznacza się wpływ wód gruntowych na obieg materii można uznać za krajobraz podporządkowany – superakwalny.

Piętra (grupy) Altitudinal zones (groups)	Subpiętra (typy) Altitudinal subzones (types)	Wys. m n.p.m. Altitude m a.s.l.	Rodzaj krajobrazu <i>Type of landscapes</i>	Geochemiczna klasa migracyjna pierwiastków Geochemical class of migration elements
I. Piętro lodowcowo- prymitywne	Wulkaniczny krajobraz wiecznych śniegów i lodowców w strefie podrównikowej– subpiętro afroniwalne <i>(afronival subzone)</i>	> 5000	autonomiczny/ eluwialny	słabokwaśna klasa migracyjna (słabe ługowanie)
(snow zone, afroglacier zone)	Wulkaniczny krajobraz skał pokrytych porostami i mchami – subpiętro afrosubniwalne <i>(afrosubnival subzone)</i>	4700–5000	transeluwialny	słabokwaśna klasa migracyjna (słabe ługowanie)
II. Piętro afroalpejskie	Wulkaniczny krajobraz skał porośniętych roślinnością afroalpejską – subpiętro afroalpejskie <i>(afroalpine subzone)</i>	3700 (3500) – 4700	transeluwialny	słabokwaśna klasa migracyjna (słabe ługowanie)
(afroalpine zone)	Wulkaniczny krajobraz dolin z roślinnością afrosubalpejską – subpiętro afrosubalpejskie <i>(afrosubalpine zone)</i>	> 4000	superakwalny	słabokwaśna klasa migracyjna (słabe ługowanie)

Tab.	1.	Piętra krajobrazowo-geochemiczne na południowych stokach Kilimandżaro.
Tab.	1.	Landscape-geochemical zones on the south slopes of Kilimaniaro.

Piętra (grupy) Altitudinal zones (groups)	Subpiętra (typy) Altitudinal subzones (types)	Wys. m n.p.m. <i>Altitude m a.s.l.</i>	Rodzaj krajobrazu <i>Type of landscapes</i>	Geochemiczna klasa migracyjna pierwiastków Geochemical class of migration elements
III. Piętro leśne (forest zone)	Wulkaniczny krajobraz górnego las górski w strefie podrównikowej – subpiętro lasu górnego (upper forest zone)	2800–3200 (3500)	transeluwialny	kwaśna i słabokwaśna klasa migracyjna (silne ługowanie/ słabe ługowanie)
	Wulkaniczny wilgotny pośredni dolny las górski w strefie podrównikowej – subpiętro lasu dolnego <i>(lower forest zone)</i>	1800–2800	transeluwialny	kwaśna klasa migracyjna (silne ługowanie)
	Las górski przekształcony na teren rolniczy Mountain forest transformed into arable land	1000–1800	eluwialno- akumulacyjny	kwaśna i słabokwaśna klasa migracyjna (silne ługowanie/ słabe ługowanie)
IV. Krajobraz sawanny Savannah landscape	Krajobraz sawanny użytkowany rolniczo Savannah landscape under agriculture utilization	<1000	podporządkowany	kwaśna i słabokwaśna klasa migracyjna (silne ługowanie/ słabe ługowanie)

Źródło: Opracowanie własne. Source: Author's own elaboration.



 Ryc. 2. Szkic pięter krajobrazowo-geochemicznych na południowych stokach Kilimandżaro. Źródło: Bogumił Wicik
 Fig. 2. Sketch of landscape-geochemical zones on the southern slopes of Kilimanjaro.

Źródło: Bogumił Wicik

Piętro lodowcowo-prymitywne

W granicach piętra lodowcowo-prymitywnego (*snow zone, glacier zone*) występują dwa subpiętra (typy krajobrazu): wulkaniczny krajobraz wiecznych śniegów i lodowców w strefie podrównikowej oraz krajobraz skał pokrytych mchami i porostami. Cechuje je dynamika zmian zasięgów związana z zanikaniem lodowca w obrębie krateru Kibo. Zanikanie pokrywy lodowej powoduje uruchomienie procesów wietrzeniowych skał i erozji najdrobniejszego materiału. Ponadto na zwietrzałe skały wkracza roślinność pionierska (porosty i mchy), która również ma udział w biochemicznym wietrzeniu skał. W granicach piętra lodowcowo-prymitywnego wraz z zanikaniem pokrywy lodowej zwiększa się powierzchnia subpiętra skał pokrytych porostami i mchami.

Subpiętro wiecznych śniegów i lodowców w strefie podrównikowej

Subpiętro wiecznych śniegów i lodowców w strefie podrównikowej występuje w górnych partiach wulkanu Kibo, powyżej 5000 m n.p.m. Piętro to cechuje położenie autonomiczne w obrębie krateru Kibo oraz tranzytowe na jego stokach zachodnich z licznie obecnymi tam zawieszonymi lodowcami (Pengalsky, Great Penck, Little Penck, Diamond). Na północnych i wschodnich stokach krateru brak jest lodowców.

Na obszarach o położeniu autonomicznym dostawa materii jest z atmosfery, w tym pierwiastków pochodzących z terenów niżej położonych przeniesionych w formie aerozoli i pyłów. Badania rdzeni lodowców wykonane przez L. G. Thompsona i in. (2002) pozwoliły na ustalenie dynamiki zmian klimatycznych od 11,7 tys. lat (włącznie z trzema gwałtownymi zmianami 8,3, 5,2 i 4,0 tysiące lat temu) oraz migracji pierwiastków. Można je pokrótce scharakteryzować w następujący sposób. Na okres 11-4 tys. lat temu przypada afrykański okres wilgotny (African Humid Period). W tym czasie koncentracja jonów F⁻ i Na⁺ była wyraźnie wyższa. Źródłem tych pierwiastków są przede wszystkim alkaliczne skały wulkaniczne (bazalt, basanit, tefryt). Produkty wietrzenia tych skał trafiły do odparowujących jezior (m.in. Jezioro Naivasha, Jezioro Magadi) w strefie sawanny tworząc skorupy solne bogate w F⁻. Po obniżeniu się poziomu wody w jeziorach, na powierzchni pojawił się trona (minerał diwęglan trisodowy z domieszką soli sodu) i uległ przesuszeniu. Pył soli (razem z fluorytem) trafił do atmosfery jako aerozol, a następnie zachował się w lodowcu. Największe stężenie fluoru (F) i sodu (Na) w lodowcu datuje się na 8,3 tys. lat temu, kiedy to nastąpiło gwałtowne obniżenie poziomu jezior. Na okres 6,5–5,2 tys. lat przypada "drugi okres wilgotny". Około 4 tys. lat temu występował bardzo suchy okres, który zapisał się w jednym z rdzeni na głębokości 32 m w postaci 30 mm warstwy pyłu (Thompson i in. 2002).

Powyższe dane można potraktować jako dowód na to, że chemizm krajobrazu autonomicznego jest w pewien sposób zależny od terenów niżej położonych dzięki migracji powietrznej pierwiastków. Natomiast chemizm jezior jest efektem migracji powietrznej i wodnej pierwiastków ze stoków Kilimandżaro zbudowanych z alkalicznych skał wulkanicznych.

Obecnie powierzchnia subpiętra wiecznych śniegów i lodowców ulega zmniejszeniu. Pokrywa lodowa w 1912 roku wynosiła 11,4 km², w 2000 r. – 2,6 km², a w 2011 r. – 1,76 km². W latach 1912–2011 zmniejszyła się o 86% (Williams, Ferrigno 1991; Thompson i in. 2002; Cullen i in. 2013; Irion 2001; Kaser i in. 2010). W latach 1962–2000 powierzchnia tego subpiętra obniżyła się o 17 m, czyli na rok średnio o 0,5 m. W 2011 miąższość lodowca Northern Ice Field (NIF) wynosiła 26,6 m, a lodowca Kersten Glacier (KG) – 9,3 m (Stadelmann i in. 2020).

Subpiętro skał pokrytych porostami i mchami (4000-5000 m n.p.m.)

Subpiętro skał pokrytych miejscami porostami i mchami (*afrosubnival zone*) ciągnące się na stokach południowo-zachodnich w pasie ok. 4000–5000 m n.p.m., cechuje powolne fizyczne, chemiczne i biochemiczne wietrzenie odkrytych skał (od 1912 roku jego powierzchnia zwiększyła się o ok. 10 km²). Na podstawie obserwacji terenowych stwierdzono, że zwietrzelina podlega powolnym ruchom grawitacyjnym. Zapisem tych procesów są powstałe makroformy (np. grzyby wulkaniczne – fot. 1.), jak i mikroformy (np. lód włóknisty). Do końcówek igieł lodowych o długości 10–20 cm, powstałych z zamarzania wody glebowej, przymarzają większe ziarna mineralne (fot. 2), a drobniejsze pozostają poza kryształami lodu. W efekcie tego dochodzi do segregacji materiału i powolnego jego spełzywania po stoku (fot. 3).



Fot. 1. Grzyby wulkaniczne utworzone ze skał piroklastycznych na Kilimandżaro. Porosty porastające je od strony południowo-zachodniej przyspieszają ich wietrzenie biochemiczne Źródło: I. Szumacher

Photo 1. Mushroom rocks in pyroclastic rocks of Kilimanjaro. Lichens on the south-west side accelerate the biochemical weathering of rocks

Source: I. Szumacher



Fot. 2. Pionowe igły włókniste z przymarzniętymi ziarnami mineralnymi Źródło: I. Szumacher
 Photo 2. Needle-ice with the mineral grains Source: I. Szumacher



Fot. 3. Wulkaniczny krajobraz skał pokrytych porostami i mchami; położenie transeluwialne Źródło: I. Szumacher

Photo 3. Volcanic landscape of rocks covered by lichens and mosses; transeluvial localization Source: I. Szumacher

Piętro afroalpejskie

Piętro afroalpejskie (półpustynia wysokogórska, *afroalpine zone*) występuje na wysokości ok. 3500–4700 m n.p.m. Porasta go formacja nazywana puną. Cechuje go obecność roślinności alpejskiej w tym kocanek (*Helichrysum* Mill) i kostrzew (*Festuca* L.). Według A. Hempa (2005) na skutek pożarów zarośli wrzosowatych, takich jak wrzosiec *Erica trimera* (Engl.) Beentje, powierzchnia pokryta poduszkową roślinnością alpejską, wkraczająca na ich miejsce zwiększyła się o 27% licząc od roku 1976. Przykładem tych zmian jest krater Shira Plateau, gdzie rośnie roślinność alpejska wraz z pojedynczymi okazami krzewów *Erica trimera* wysokimi na 2–3 m oraz nielicznymi 6–7 metrowymi okazami, które nie spłonęły w latach 70.–90. XX w. (fot. 4). Obniżenia zasięgu roślinności krzewiastej z rodzaju *Erica* L. i wkroczenia uboższej zmniejsza przyrost roczny biomasy, a tym samym przyrost próchnicy. Obniża to również retencję wody.



Fot. 4. Shira Plateau (3840 m n.p.m.) pokryte roślinnością alpejską wraz z pojedynczymi okazami *Ericea trimera* Źrodło: I. Szumacher
 Photo 4. Shira Plateau (3840 m a.s.l.) covered by alpine vegetation with *Ericea trimera* Source: I. Szumacher

Shira Plateau jest najstarszym wulkanem, ale jego północna i wschodnia cześć pokrywa lawa z Kibo, dlatego w części zachodniej występują trachybazalty, a we wschodniej porfiry rombowe. Lawa tworzy rodzaj twardego "pancerza" poddanego powolnemu i równomiernemu wietrzeniu ze względu na niskie temperatury i małą dostawę wody. Kilkuletnie badania klimatyczne na Shira Plateau przeprowadzone na początku XX. wieku przez G. Salta (1951) wykazały różnice w opadzie w obrębie tej części masywu: w części północnej było to 254 mm, a południowo-zachodniej - 762 mm. Im wyżej tym opadów jest mniej. Przykładowo, na wysokości 3800 m n.p.m. średnia opadów z kilku lat wyniosła 609 mm, a na wysokości 4300 m już tylko 172,7 mm. Średnia temperatura powietrza w ciagu dnia wyniosła 10°C, ale rano i wieczorem najczęściej spadała poniżej 0°C. Duże amplitudy dotyczyły również gruntu. Efekt cienia Kibo w godzinach porannych wzmacniał to zjawisko, mające wpływ na rośliny i zwierzęta (Salt 1951). Ponadto na obszarze tym często występują mgły i chmury budujące się w ciągu dnia nad lasem górskim i nadciągające na teren plateau po południu. Przemieszczanie się mas powietrza z dołu ku górze w godzinach popołudniowych i nad ranem wychłodzonego powietrza z górnych partii masywu świadczy o podporządkowaniu tego terenu nie tylko terenom autonomicznym, ale również niżej położonym. Odprowadzanie materiału z terenu plateau jest ograniczone ze względu na małą ilość opadów i ilość cieków w obrębie starego krateru. Plateau jest drenowane z południa na północ (ze względu na łagodne nachylenie w kierunku północnym) oraz małymi strumieniami ze stoków zachodnich Kibo zasilanymi wodą z lodowców (obecnie w coraz mniejszym stopniu ze względu na ich zanik). Powyższe dane zebrane z literatury pozwalaja zaklasyfikować Shira Plateau do krajobrazu transeluwialnego. Obszar ten jest predysponowany do wynoszenia materii przez wody powierzchniowe, jak również ruchy stokowe.

W części zachodniej – najniższej (3600–3700 m n.p.m.), tj. plateau, wzdłuż Shira Ridge i wokół Cone Place (od strony północnej i północno-wschodniej) występuje teren zabagniony o powierzchni ok. 5 km². G. Salt (1954) zidentyfikował tu gatunki turzyc (np. *Carex monostachya* A.Rich.) i traw (np. śmiałek *Deschampsia* P.Beauv.) rosnące kępkowo (średnica kęp wynosi ok. 37 cm, a wysokość 45 cm). Miejscami pojawia się *Lobelia deckenii* (Asch.) Hemsl. Obecność czarnego zapiaszczonego mułu między kępami świadczy o akumulacja materii naniesionej z terenów wyżej położonych. Poza terenami zabagnionymi również można zaobserwować nagromadzenie powierzchniowe materii organicznej, o czym świadczy występowanie kilkudziesięciocentymetrowych poziomów próchnicznych gleb pod dominującymi tu kocankami i krzewami wrzośców (fot. 5). Informacje podane przez G. Salta (1954) oraz obserwacje własne pozwalają na zaklasyfikowanie tej części plateau do krajobrazu akumulacyjno-eluwialnego.



Fot. 5. Poziom próchniczy gleb na Shira Plateau 3840 m n.p.m. pod kocanką *Helichrysum newii* O. & H., która może osiągać wysokość do 75 cm Źródło: I. Szumacher
Photo 5. Humus soil horizon covered by *Helichrysum newii* O. & H. (up to 75 cm high). Shira Plateau, 3480 m a.s.l. Source: I. Szumacher

Wulkaniczny krajobraz dolin z roślinnością afrosubalpejską

Kolejną jednostką krajobrazowo-geochemiczną, jaką można wyróżnić powyżej 4000 m n.p.m. to wilgotne doliny z gatunkami *Dendrosenecio* (Hauman ex Hedberg) B. Nord. (starzec drzewiasty) i *Lobelia* L. (lobelia, stroiczka). W górnej części doliny rośliny te są pojedyncze i średniej wielkości, natomiast w dolnej części doliny o wiele liczniejsze i większe (fot. 6). G. Allt (1968) uważa, że to zróżnicowanie wynika przede wszystkim z warunków wilgotnościowych gleb. Jego badania na transekcie na stokach Mt. Kenya na wysokości 430–4370 m n.p.m. wskazały, że im wyżej położone są doliny, tym wilgotność gleby ulega obniżeniu, jak również zmniejsza się miąższość gleb, szczególnie poziomu próchnicznego. Uznał więc, że względu na dużą tolerancję roślin na pH, odczyn gleby nie wpływał na ich występowanie.



Fot. 6. Dolina Umbwe z roślinami z rodzajów *Dendrosenecio* i *Lobelia* na wysokości 4000–4300 m n.p.m. Źródło: I. Szumacher
Photo 6. Plant cover with *Dendrosenecio* i *Lobelia*. Umbwe Valley, 4000–43000 m a.s.l. Źródło: I. Szumacher

Piętro wilgotnego lasu górskiego w strefie podrównikowej

W obrębie wulkanicznego krajobrazu leśnego można wydzielić dwa subpiętra (typy jednostek krajobrazowo-geochemicznych): krajobraz górnego lasu górskiego i krajobraz dolnego lasu górskiego wraz ze strefą przejściową. Podział ten wynika z piętrowości roślinnej.

Krajobraz (subpiętro) górnego lasu górskiego

Krajobraz górnego lasu górskiego (*upper montane forest*), który na stokach południowych ciągnie się na wysokości 2800–3200 (3500) m n.p.m. pokrywa las *Hagenia-Podocarpus*. A. Hemp (2006a) oznaczył tu takie gatunki jak: *Podocarpus latifolius*, *Hagenia abyssinica* (tasiemecznik abisyński; kosso) i *Prunus africana* (śliwa afrykańska) oraz zarośla *Erica excelsa* (Fot. 7). Las oraz zarośla *Erica excelsa* są fazą regeneracji roślinności po pożarze lasu z *Podocarpus*. Zasięg pionowy *Erica excelsa* pokrywa się z zasięgiem górnej granicy lasu. W literaturze można znaleźć kilka hipotez dotyczących górnej granicy lasu w górach wysokich w strefie tropikalnej. C. Troll (1959 za Hemp, Beck 2001) uważał, że najważniejsze są czynniki edaficzne, takie jak typ gleb, porowatość i zwięzłość skały. H. Walter i E. Medina (1969 za Hemp, Beck 2001) uznawali, że średnia temperatura gruntu poniżej 7°C może zahamować wzrost drzew. W Andach izoterma 7°C nakłada się z poziomicą 3300 m n.p.m. W przypadku terenów górskich w Afryce nie ma takiej korelacji. Naturalna górna granica lasu na Kilimandżaro powinna przebiegać na wysokości 4000 m n.p.m. To, że obecnie występuje ok. 400 m niżej jest wynikiem występujących pożarów (Hemp, Beck 2001). Pożary są przyczyną dekompozycji roślinności wysokiej (20–30 m) *Hagenia-Podocarpus* na wys. 2800–3000 m n.p.m. *E. excelsa* tworzy miejscami zarośla jednogatunkowe (fot. 8). Zdolność jej przetrwania i zachowania gatunku po pożarze jest możliwa dzięki odrostom pniowym, co opisali A. Hemp i E. Beck (2001). Obok *E. excelsa* podobne właściwości posiada *Agauria salicifolia*. Powtarzające się pożary mogą zmniejszyć rozmiar rośliny i zmienić ich formę życiową z drzewiastej na krzewiastą.



Fot. 7. Las *Hagenia-Podocarpus* Źródło: I. Szumacher Photo 7. *Hagenia-Podocarpus* forest Source: I. Szumacher



Fot. 8. Odnowienie lasu *Erica excelsa* po pożarze Źródło: I. Szumacher
Photo 8. Regeneration of *Erica excelsa* forest after fire Source: I. Szumacher

Zapisem zmian zasięgu lasu na skutek zmian klimatycznych i licznych zlodowaceń w przeszłości, a obecnie również ze względu na działalność człowieka (pożary, rolnictwo, gospodarkę rabunkową), są kopalne poziomy gleb, które zidentyfikował M. Zech (2006) na stokach wulkanu Shira, powyżej wioski Machame. Na kopalnych poziomach próchnicznych zaobserwował on poziom wzbogacenia B, którego powstanie należy wiązać z przesunięciem się ku górze górnej linii górskiego lasu tropikalnego w czasie Wilgotnego Okresu Afrykańskiego 10–6 tys. p.n.e. (African Humid Period). Poziomy próchniczne nad poziomami B w profilach na wys. 2700 m, 2900 m i 3150 m n.p.m. datowane są na 7,6 tys. p.n.e. (Zech 2006). W tym piętrze roślinnym średnia roczna opadów wynosi 1450 mm, z czego mgła ma 10% udziału w przychodzie wody z atmosfery (Hemp 2005). Dostawa biomasy, duża wilgotność oraz niska temperatura przyczyniają się do powolnego rozkładu materii organicznej i powstania bardzo czarnego, o dużej miąż-szości poziomu próchnicznego. Pobrana próbka gleby przy ścieżce Mweka charakteryzuje się próchnicą kwaśną (pH(H₂O) – 6,1; pH(KCl) – 4,5) i pozbawioną magnezu, ze śladową zawartością wapnia (badania własne). M. Schrumof (2004) po dokładnej analizie gleb w tym regionie stwierdziła, że część glinu uwolnionego w czasie wietrzenia chemicznego jest związana w poziomach próchnicznych z koloidami organicznymi i nie jest dostępna przy formowaniu alofanów. Pod poziomem próchnicznym, gdzie nie ma już materii organicznej, mogą powstawać alofany na skutek połączenia glinu i krzemionki.

W samej ilastej-pylastej zwietrzelinie z otoczakami o barwie pomarańczowej na głębokości ok. 150 cm nastąpił dwukrotny wzrost zawartości SiO₂ i CaO, czterokrotny Fe₂O₃ i nieznaczny Al₂O₃ (badania własne). Wyniki te świadczą o wyługowaniu górnych poziomów glebowych. Na przybliżonej wysokości (3150 m n.p.m.) na stoku Shira (również pod roślinnością *Erica excelsa*) S. Shoji z zespołem (1993 za Schrumpf 2004) stwierdzili na głębokości 45 cm dwukrotny spadek zawartości Al_d (wolne tlenki glinu – amorficzne i krystaliczne) i minimalny wzrost amorficznych tlenów glinu Al_o, jak również krzemu Si_o. Zawartość krzemu wzrosła do 6,4 g·kg⁻¹ co klasyfikuje tę glebę jako sil-andic. Gleba ta charakteryzowała się również malejącą gęstością objętościową w głąb profilu od 0,90 do 0,63 g·cm⁻³. Ostatecznie glebę tę S. Shoij i inni (1993 za Schrumpf 2004) zaklasyfikowali (wg systematyki USDA) do Lithic Endoaquand, czyli Andosoli o dobrej wilgotności i cechach nawiązujących do skały z wykształconym poziomem próchnicznym.

Cechy zwietrzelin i gleb, które na nich powstały, wskazują na wyraźną migrację pierwiastków z górnych poziomów glebowych do dolnych. Można więc krajobraz górnego lasu zaklasyfikować do krajobrazu transeluwialnego, kwaśnej klasy migracyjnej (silne ługowanie).

Wulkaniczny krajobraz dolnego lasu górskiego

Krajobraz dolnego lasu górskiego wraz z pośrednim lasem górskim na południowych i południowo-zachodnich stokach Kilimandżaro ciągnie się na wysokości 1800–2800 m n.p.m. A. Hemp (2006a) wyznaczył tam zasięg lasów: *Ocotea-Agauria, Ocotea-Syzygium* i *Ocotea-Podocarpus* oraz przejściową strefę: las *Podocarpus-Ocotea* z przewagą *Podocarpus latifolius* (zastrzalin szerokolistny; Hemp 2006a).

Dolna granica lasu nie jest związana tylko z zanikającą liczbą gatunków i wpływem człowieka, który wykorzystał teren pod plantacje. Przyczyny należy upatrywać w mniejszej częstotliwości występowania chmur na tym poziomie. Pośredni i górny las można nazwać "lasem mgielnym" na podstawie ilości dostawy wody do obiegu, z wyraźnym udziałem mgły i struktury lasów (np. bogactwo epifitów). Na wysokości 2200 m jest stały poziom kondensacji chmur. Dzięki największej wilgotności powietrza i największej ilości opadów (2500 mm, co daje 270 mln m³ wody rocznie do wysokości 2500 m; górna granica pośredniego lasu górskiego *Ocotea-Podocarpus*) występują drzewa kamforowe (*Cinnamomum camphora* Ness et Eberm.) i epifity (Hemp 2005). Zaburzenie bilansu wodnego w tej strefie krajobrazowej następuje na skutek utraty 1/3 powierzchni lasów (600 km²) od 1929 roku. Lasy mgielne górnego piętra górskiego oraz piętra subalpejskiego mają olbrzymi potencjał do pochłaniania wody. A. Hemp (2005) wyliczył, że utrata 150 km² powierzchni leśnej równa się utracie 20 mln m³ wody zatrzymywanej przez roślinność. Dla porównania podał informację, że zanik 2,6 km² lodowca eliminuje z obiegu 1 mln m³ wody. Wycinka drzew, jak również zakładanie plantacji bananowców, przyczyna się również do przyspieszonej erozji gleb (Teale 1943, Temple 1972).

W profilu glebowym zlokalizowanym na wysokości 2200 m n.p.m. obserwowano wzrost odczynu wraz z głębokością: pH(H₂O) od 5,58 do 6,33 oraz pH(KCl) od 4,20 do 5,00 (badania własne). M. Schrumpf (2004) na stoku Shira na tej samej wysokości w profilu glebowym oznaczyła "aktywny" glin Al_o (amorficzne tlenki) i glin skompleksowany przez próchnicę Al_p. Uzyskała współczynnik Al_p/Al_o <0,4, co oznacza, że gleby te są bogatymi w humus alofanowymi andosolami. Natomiast wskaźnik Al/Si wyniósł 2–3 co oznacza, że alofany są bogate w glin. Ponadto, na głębokości 60–80 cm wystąpił wzrost zawartości aktywnych tlenków glinu i aktywnych i wolnych tlenków żelaza. M. Schrumpf (2004) zaklasyfikowała te gleby, zgodnie z systematyką Soil Taxonomy USDA, do następujących typów: Acrudoxic Hapludand, Histic Placaquand (wilgotne, o głębokim profilu, próchniczne), Acrudoxic Melanudand, Acrudoxic Fulvudand. Są to typowe andosole o dużej zawartości amorficznych związków, takich jak: alofany, ferryhydryty i wysokiej zawartości materii organicznej. Gleby te są na zaawansowanym etapie wietrzenia i wymywania, co przejawia się małą zawartością składników odżywczych. Przy niskiej pojemności sorpcyjnej jakakolwiek zmiana w pokryciu szaty roślinnej może spowodować jeszcze większy ubytek składników odżywczych. Na podstawie analiz składu chemicznego ściółki M. Schrumpf (2004) wykazała, że wraz z wysokością zmniejsza się zawartość składników odżywczych i zwiększa się wartość stosunku C:N. Zawartość azotu całkowitego N wynosiła ok. 12–17 g·kg⁻¹. Jest to spowodowane zmniejszającym się tempem mineralizacji azotu, które zależy od wilgotności gleby i temperatury.

Potencjalnym źródłem substancji rozpuszczonych w wodzie opadowej na Kilimandżaro sa: emisja wulkaniczna, aerozole znad oceanu, pyły znad kontynentu, szczególnie pod koniec pory suchej (pyły powstałe przy paleniu materii organicznej – pożary, wypalanie resztek pożniwnych, paleniska domowych) oraz materiał pochodzący z erozji gleb. Sawanny afrykańskie charakteryzują się dużym potencjałem erozji eolicznej, dzięki czemu materiał jest transportowany na duże dystanse. Na Kilimandżaro stwierdzono wcześniej obecność materiału naniesionego znad sawanny na wysokości 1600 m n.p.m. (Mizota i in. 1988). W celu oceny źródła dostawy składników odżywczych i ich ilości do lasu górskiego na drodze migracji powietrznej, Schrumpf razem z zespołem (2006) przeprowadziła badania biogeochemiczne (ilość i chemizm deszczu, wody pod okapem roślinnym, wody przechodzącej przez ściółkę i roztworu glebowego) na stoku południowo-zachodnim powyżej wsi Machame na wysokości 2250-2350 m n.p.m. w obrębie pośredniego lasu górskiego Ocotea-Podocarpus zdominowanego przez Podocarpus latifoilius. Drzewa mają tu wysokość do ok. 40 m z dużą ilością epifitów. M. Schrumpf i in. (2006) stwierdzili, że ilość kationów w wodach opadowych w strefie lasu górskiego jest zaskakująco niska. Przykładowo roczna dostawa Ca (2 kg ha-1) i Mg (0,85 kg ha-1) w porównaniu z innymi górskimi obszarami równikowymi na podobnej wysokości była kilkukrotnie niższa (analogicznie 13,0 i 8,5 kg ha⁻¹ w Puerto Rico oraz 3,9 i 1,2 kg ha⁻¹ w Ekwadorze). Niewielki dopływ soli łatwo rozpuszczalnych należy wiązać z suchą depozycją, malejącą wraz z wysokością. Tym bardziej, że tereny w dolnych partiach stoku są użytkowane rolniczo i chronione przed erozją. Również nie wykazano wpływu aerozoli oceanicznych na zwiększenie stężeń jonów w wodzie opadowej, co można tłumaczyć położeniem z dala od oceanu (200 km). Ponadto, chemizm wody podokapowej i ściółkowej wykazał bardzo niską zawartość kationów w porównaniu z innymi górskimi terenami w strefie tropikalnej. Najmniej było Mg, Ca i K. Mniejszą mineralizację wykazała woda podokapowa. Jedynie potas charakteryzował się wyższym stężeniem, co można tłumaczyć pobieraniem potasu z głębszych poziomów przez korzenie. Również roztwór glebowy wykazał małą zawartość kationów zasadowych. Gleby są silnie zwietrzałe i przemyte o małej pojemności wymiennej kationów.

Las górski przekształcony na teren rolniczy

Piętro lasu górskiego przekształconego na teren rolniczy występuje na wysokości 1000–1800 m n.p.m. Opady roczne wynoszą tam średnio 1500–2000 mm, a średnia temperatura roczna 16,1–18,8°C. Naturalny las zachował się w wąwozach rzek. A. Hemp (2006b) stwierdził obecność gatunków, będących pozostałością po lasach również poza dolinami rzek, na terenach zaludnionych. Wiąże on to ze sposobem uprawy ziemi przez ludność Chagga. Za przykład podaje dracenę wonną (*Dracaena fragrans*) używaną jako żywopłot lub chętnie sadzoną na cmentarzach. Badania A. Hempa (2006b) wskazują, że największa bioróżnorodność koncentruje się na wys. 1000–1300 m n.p.m., dzięki obecności ponad 900 gatunków roślin naczyniowych w pasie plantacji kawowo-bananowych, na najbardziej zaludnionym obszarze. Dla plantacji charakterystyczna jest piętrowość roślinna podobna do struktury lasów równikowych z drzewami, krzewami, lianami, epifitami i roślinami zielnymi. Pod okapem drzew (które są źródłem drewna, cienia i wilgoci) rosną bananowce, a pod nimi kawowce. Na samym dole uprawia się warzywa. Plantacje są nawadniane przez system kanałów zasilanych strumieniami płynącymi z wyżej położonych stoków. Jest to konieczne ze względu na deficyt wody. Plantatorzy użyźniają gleby poprzez nawozy sztuczne, ale również kompostując obumarłe części roślin (obserwacje własne i informacje ustne plantatorów). Na terenie plantacji odczynu gleby nie wykazał zmian wraz z głębokością (badanie do 80 cm): $pH(H_2O)$ wyniosło 6,7, a pH(KCl) - 5,4.

Według C. Mizoty i in. (1988) w strefie poniżej granicy lasu na wysokości 1650 m n.p.m., gdzie opady wynoszą 1500 mm, w glebach dominują alofany i niekrystaliczne iły. Niżej — na wysokości 1250 m n.p.m. z opadami 750 mm, występuje metahaloizyt i prawie nie ma "aktywnych" związków Al i Fe. Ił w glebach w Marangu (stoki wulkanu Mawenzi) składa się jedynie z gibbsytu, co może świadczy o bardzo silnym wielokrotnym ługowaniu. Głównym minerałem wchodzącym w skład pyłu jest natomiast hematyt. Ił w glebach w Machame (na stokach Shira) zawiera przede wszystkim wermikulit-chloryt, a pyły kwarc. Analizy wskazują na pochodzenie eoliczne zidentyfikowanego kwarcu. Został on przyniesiony znad obszarów półsuchych i suchych.

W regionie Machame na wys. 1639 m n.p.m. na stoku zbudowanym z fonolitowej lawy (a dokładniej z fonolitowego tefrytu) i popiołów, M.G. Little i C-T. Lee (2006) stwierdzili inwersję wietrzenia skał. Chemiczny indeksu przemiany (CIA – Chemical Index of Alteration) wskazuje na wysoki stopień wietrzenia wzrastający wraz z głębokością (do 183 cm CIA wynosi 97). Najbardziej prawdopodobną przyczyną takiego stanu jest dwudzielny reżim wietrzenia skał spowodowany podpowierzchniowym przepływem wody. Od góry zachodzi wietrzenie w warunkach tlenowych. Poniżej 2 metrów wietrzenie jest intensywniejsze na skutek podpowierzchniowe spływu wody zasilanej przez wody opadowe z wyższych partii stokowych. W poziomie tym panują warunki oksydacyjno-redukcyjne. Zachodzi utlenianie (${}^{1}_{2}O_{2} + 2FeO \rightarrow Fe_{2}O_{3}$) oraz kwaśny rozkład krzemianów (CO₂ + H₂O + CaSiO₃ \rightarrow HCO₃ + Ca²⁺⁺.....). Potwierdzeniem warunków oksydacyjnych w górnej części i redukcyjnych w dolnej jest wzbogacenie w Th (nieruchomy w warunkach tlenowych), a w dolnym zubożenie (Th mobilny w warunkach redukcyjnych). Odwrotnie jest z zawartością uranu, który jest mobilny w warunkach tlenowych i niemobilny w warunkach redukcyjnych (Little, Lee 2006).

Badania gleb kopalnych w tej strefie wykazały, że poziomy próchniczne kopalne powstały pod roślinnością z rodziny *Ericaceae*, która obecnie występuje powyżej 2800 m n.p.m. Jest to więc zapis występowania chłodniejszego i suchszego klimatu panującego na tej wysokości. Można więc przy-puszczać, że dolna granica zasięgu wrzośców przebiegała najprawdopodobniej kilkaset metrów niżej.

Zebrane i opisane powyżej cechy piętra lasu górskiego przekształconego na teren rolniczy występującego na południowych stokach Kilimandżaro na wysokości 1000–1800 m n.p.m. dają podstawę do zaklasyfikowania go jako krajobraz eluwialno-akumulacyjny silnie (tam, gdzie jest większa wilgotność) i słabo ługowany (mniejsza wilgotność, stoki o ekspozycji południowo-wschodniej).

Krajobraz sawanny

Krajobraz sawanny ciągnie się u cokołu góry na wysokości poniżej 1000 m n.p.m. A. Hemp (2005) wyznaczył tu piętro sawanny w odmianie suchej z takimi rodzajami, jak *Acacia, Terminalia, Combretum.* W podłożu stwierdził występowanie gleb brunatnych i inicjalnych (Chromic Cambisols, Eutric Cambisols, Lithosols zgodnie z systematyką IUSS Working Group WRB 2015) powstałych z materiału piroklastycznego. Procesy wietrzeniowe, przy małej ilość opadów (800–900 mm) i średniej temperaturze 23°C, przyczyniły się do powstania zwietrzelin ferrsialitowych. Obszar ten jest użytkowany pastersko i do uprawy warzyw.

PODSUMOWANIE

Masyw wulkaniczny Kilimandżaro, dzięki obecności lodowców, jest jedynym afrykańskim masywem górskim, na którym można wyznaczyć wszystkie piętra krajobrazowo-geochemiczne, włącznie z piętrem niwalnym. Szczegółowe badania roślinne i biogeochemiczne prowadzone przez liczne ośrodki badawcze na południowych stokach masywu, dają pełne spektrum informacji o cechach poszczególnych komponentów i procesów, jakie zachodzą między nimi. Pozwoliło to na podjęcie próby wyznaczenia i charakterystyki czterech głównych pięter krajobrazowo-geochemicznych na południowych stokach Kilimandżaro (wulkaniczny krajobraz lodowcowo-prymitywny, wulkaniczny krajobraz afrosubalpejski, krajobraz leśny, krajobraz sawanny), a w ich granicach 8 subpięter (typów): afroniwalne, afrosubniwalne, afroalpejskie, afrosubalpejskie, wulkaniczny krajobraz dolin z roślinnością afrosubalpejską, wulkaniczny krajobraz górnego lasu górskiego w strefie podrównikowej, wulkaniczny wilgotny pośredni dolny las górski w strefie podrównikowej, las górski przekształcony na teren rolniczy, krajobraz sawanny użytkowany rolniczo. Duża różnorodność krajobrazowa jest wynikiem zróżnicowania głównie litologicznego, klimatycznego, roślinnego i glebowego.

Literatura

- Allt G., 1968, pH and soil moisture in the substrate of giant senecios and lobelias on Mt. Kenya, *East African Wildlife Journal*, 6, s. 71–74.
- Chan R.Y., Vuille M., Hardy D.R., Bradley R.S., 2008, Intraseasonal precipitation variability on Kilimanjaro and the East African region and its relationship to the large-scale circulation, *Theoretical and Applied Climatology*, 93, s. 149–165.
- Cullen N.J., Sirguey P., Mölg T., Kaser G., Winkler M., Fitzsimons S.J., 2013, A century of ice retreat on Kilimanjaro, the mapping reloaded, *The Cryosphere* 7, s. 419–431, DOI:10.5194/tc-7-419-2013.
- von Decken Ch., 1863, On the Snowy Mountain of Eastern Equatorial Africa, *Proceedings of the Royal Geographical Society of London*, 8,1, s. 5–9.
- Gillman C., 1923, An Ascent of Kilimanjaro, The Geographical Journal, 61, 1, s. 1-21.
- Głazowska M. A., 1981, Gleby kuli ziemskiej, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Grant J.A., 1872, Summary of observations on the Geography, Climate, and Natural History of the Lake Region of Equatorial Africa, Made by the Speke and Grant Expedition, 1860–63, *Journal of the Royal Geographical Society of London*, 42, s. 243–342.
- Hemp A., 2006a, Continuum or zonation? Altitudinal gradients in the forest vegetation of Mt. Kilimanjaro, *Plant Ecology*, 184, s. 27–42.
- Hemp A., 2006b, The banana forests of Kilimanjaro, biodiversity and conservation of the Chagga homegardens, *Biodiversity and Conservation*, 15, s. 1193–1217.
- Hemp A., 2006c, Vegetation of Kilimanjaro, hidden endemics and missing bamboo, *African Journal of Ecology*, 44, s. 305–328.
- Hemp A., 2005, Climate change-driven forest fires marginalize, the impact of ice cap wasting on Kilimanjaro, Global Changes Biology, 11, s. 1013–1023.
- Hemp A., Beck E., 2001, Erica excelsa as a fire-tolerating component of Mt. Kilimanjaro's forests, *Phytocoenologia*, 31, 4, s. 449–475.
- Irion R., 2001, The melting snows of Kilimanjaro, Science 291, s. 1690-1691.
- Johnston H.H., 1885, The Kilimanjaro Expedition, *Proceeding of the Royal Geographical Society and Monthly Record of Geography. New Monthly series*, 7, 3 (Mar., 1885), s. 137–160.
- Kalesnik S., 1975, Podstawy geografii fizycznej, PWN, Warszawa.
- Kaser, G., Molg, T., Cullen, N.J., Hardy, D.R., Winkler, M., 2010, Is the decline of ice on Kilimanjaro unprecedented in the Holocene? *The Holocene*, 20, s. 1079–1091.
- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006, World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated, *Meteorologishe Zeitschrift*, 15, s. 259–263, DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 2002, Geografia roślin, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Little M.G., Lee C-T. A., 2006, On the formation of an inverted weathering profile on Mount Kilimanjaro, Tanzania, Buried paleosol or groundwater weathering? *Chemical Geology*, 235, s. 205–221.
- Livingstone D.A., 1975, Late Quaternart Climate Change in Africa, *Annual Review of Ecology and Systematics*, 6, s. 249–280.
- Lovett, J.C., 1993, Eastern Arc Moist Forest Flora, [w:] J.C. Lovett, S.K. Wasser (red.), Biogeography and Ecology of the Rain Forest of Eastern Africa, Cambridge University Press, Cambridge, s. 35–56.

- Mizota C., Kawasaki I., Wakatsuki T., 1988, Clay mineralogy and chemistry of seven pedons formed in volcanic ash, Tanzania, *Geoderma*, 43, s. 131–141.
- Moreau R.E., 1933, Pleistocene Climatic Changes and Distribution of Life in East Africa, *The Journal of Ecology*, 21, s. 415–435.
- Mumbi C.T., Marchant R., Hooghiemstra H., Wooller M.J., 2008, Late Quaternary vegetation reconstruction from the Eastern Arc Mountain, Tanzania, *Quaternary Research*, 69, s. 326–341.
- Nonnotte P., Guillou H., Gall B., Benoit M, Cotten J., Scaillet S., 2008, New K Ar age determinations of Kilimanjaro volcano in the North Tanzanian diverging rift, East Africa, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173, s. 99–112.
- Perelman A.I., Kasimow N.S., 1999, Gieochimija Łanszafta, Astreja-2000, Moskwa.
- Podbielkowski Z., 1991, Geografia roślin, Wydawnictwo Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Richling A., 1992, Kompleksowa geografia fizyczna, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Salt G., 1951, The Shira Plateau of Kilimanjaro, The Geographical Journal, 117, 2, s. 150-164.
- Salt G., 1954, A Contribution to the Ecology of Upper Kilimanjaro, *The Journal of Ecology*, 42, 2, s. 375–423.
- Schrumpf M., 2004, Biogeochemical Investigations in old growth and disturbed forest sites at Mount Kilimanjaro, Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Fakultät Biologie/Chemie/Geowissenschaften der Universität Bayreuth, http,//opus.ub.uni-bayreuth.de/volltexte/2005/131/pdf/Diss.pdf (dostęp: 29.11.2008)
- Schrumpf M., Zech W., Axmacher J.C., Lyaruu H.V.M., 2006a, Biogeochemistry of an afrotropical montane rain forest on Mt. Kilimanjaro, Tanzania, *Journal of Tropical Ecology*, 22, s. 77–89.
- Schrumpf M, Zech W., Lehmann J., Lyaruu H.V.C., 2006b, TOC, TON, TOS and TOP in rainfall, throughfall, litter percolate and soil solution of a montane rainforest succession at Mt. Kilimanjaro, Tanzania, *Biogeochemistry*, 78, s. 361–387.
- Schrumpf M., Axmacher J.C., Zech W., Lehmann J., Lyaruu H.V.C, 2007, Long-term effects of rainforest disturbance on the nutrient composition of throughfall, organic layer percolate and soil solution at Mt. Kilimanjaro, *Science of the Total Environment*, 375, s. 241–254.
- Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R.A., 1993, Volcanic Ash Soils. Genesis, Properties and Utilization, Developments in Soil Science, 21, s. 1–288.
- Sjöstedt Y., 1925, The Swedish Zoological Expedition to Kilimanjaro, Meru and the Surrounding Masai Plains, 1905–1906, *Geografiska Annaler*, 1, s. 1–8.
- Spink P.C., 1945, Further Notes on the Kibo Inner Crater and Glaciers of Kilimanjaro and Mount Kenya, The Geographical Journal, 106, 5/6, s. 210–216.
- Stadelmann, C., Fürst, J. J., Mölg, T., Braun, M., 2020, Brief communication, Glacier thickness reconstruction on Mt. Kilimanjaro, *The Cryosphere*, 14, s. 3399–3406, DOI: 10.5194/tc-14-3399-2020.
- Teale E.O., 1943, Commission of Research on Deforestation and Erosion, *Journal of the Royal African Society*, 42, 166, s. 45–46.
- Temple P.H., 1972, Measurements of Runoff and Soil Erosion at an Erosion Plot Scale with Particular Reference to Tanzania, Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 54, 3/4, Studies of Soil Erosion and Sedimentation in Tanzania, s. 203–220.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Henderson K.A., Brecher H.H., Zagorodnov V.S., Mashiotta T. A., Lin P-N., Mikhalenko V.N., Hardy D.R, Beer J., 2002, Kilimanjaro Ice Core Records, Evidence of Holocene Climate Change in Tropical Africa, *Science*, 298, 5593, s. 589–593.
- Wicik B., Ostaszewska K., 2012, Klasyfikacja geochemiczna krajobrazów naturalnych, [w:] U. Pokojska, R. Bednarek (red.), *Geochemia krajobrazu*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń, s. 295–311.
- Williams G.B., 1907, The Rainfall of the British East Africa Protecorate, *The Geographical Journal*, 29, 6, s. 654–660.
- Williams R.S. Jr., Ferrigno J.G., 1991, Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Glaciers of the Middle East and Africa. Glaciers of Africa. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1386-G.
- Zech M., 2006, Evidence for Late Pleistocene climate changes from buried soils on the southern slopes of Mt. Kilimanjaro, Tanzania, *Paleography, Paeloclimatology, Paeloecology*, 242, s. 303–312.